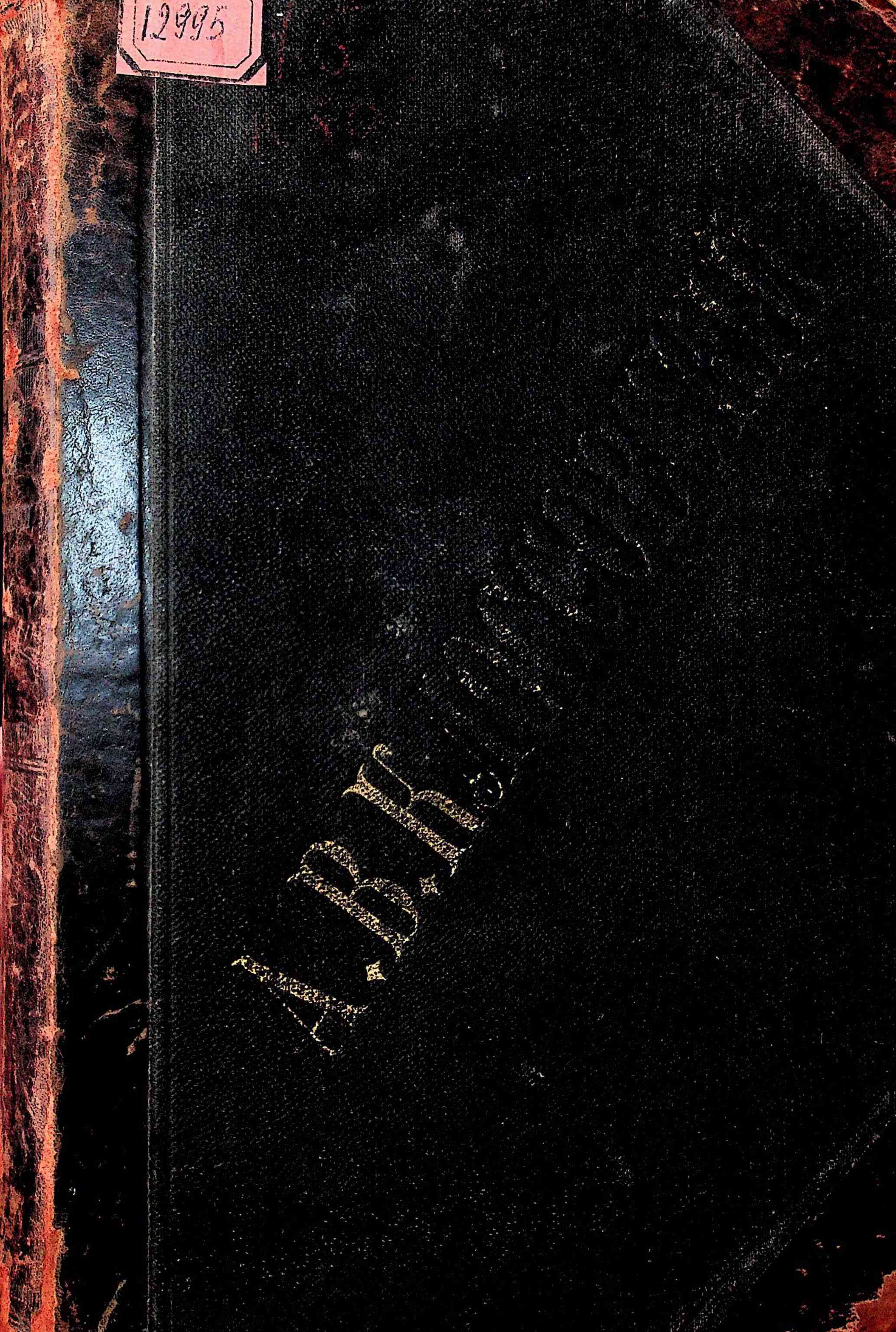
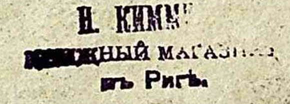
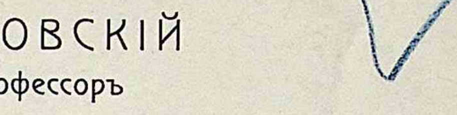

12395

А. В. КЛОССОВСКІЙ
Заслуженный профессоръ

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГІИ

Статическая метеорологія — Динамическая метеорологія — Океанографія — Метеорологическая оптика — Земной магнетизмъ — Электрометеорологія — Методы современной метеорологіи.

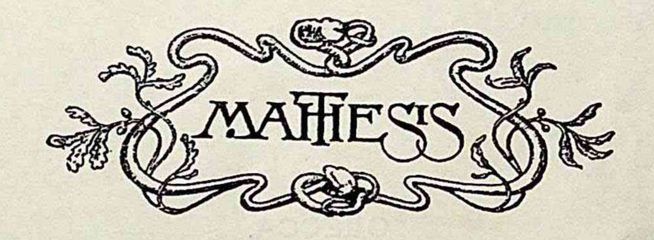




А. В. КЛОССОВСКІЙ
Заслуженный профессоръ

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГІИ

Статическая метеорологія — Динамическая метеорологія — Океанографія — Метеорологическая оптика — Земной магнетизмъ — Электрометеорологія — Методы современной метеорологіи.



ОДЕССА 1910.

ОДЕССА.

Печатано въ типографіи Е. И. Фесенко,
Ришельевская ул., собств. домъ № 49.

1909.

Посвящаю

этотъ трудъ дорогимъ ученикамъ моимъ
и бывшимъ сотрудникамъ:

Марку Абрамовичу Аганину,

Анатолію Васильевичу Игнатьеву,

Владиміру Николаевичу Оболенскому,

Игнатію Яковлевичу Точидловскому.

А. Клоссовскій.

Содержаніе.

Ч. I. Статическая метеорологія.

Ч. II. Динамическая метеорологія и метеорологическая оптика.

Ч. III. Земной магнетизмъ. Электрометеорологія. Методы современной метеорологіи.

Въ настоящей книгѣ метрическія мѣры обозначены сокращенно:

м = метръ,
см = сантиметръ,
мм = миллиметръ,
км = километръ,

г = граммъ,
мг = миллиграммъ,
кг = килограммъ.

Квадратныя мѣры отмѣчены прибавкой впереди буквъ *кв*, кубическія — *кб*.

Даты указаны по новому стилю.

Всѣ температуры выражены въ градусахъ Цельсія.

Часть первая.

Статическая метеорологія.

ВВЕДЕНІЕ.

Видъ и величина земли. Подъ видомъ земли, независимо отъ мѣстныхъ неровностей, понимаютъ поверхность океаническихъ водъ, а также продолженіе ея въ широкихъ, мысленно воображаемыхъ, каналахъ, изрѣзывающихъ материки и соединяющихъ между собою отдѣльные океаны. Эта поверхность есть поверхность уровня, т. е. равнодѣйствующая всѣхъ дѣйствующихъ силъ нормальна къ этой поверхности. Въ *первомъ приближеніи* принимаютъ, что поверхность земли имѣетъ форму шара, а, слѣдовательно, всѣ отвѣсныя линіи направлены къ центру земли. Если (рис. 1) мы подымемся на высоту $OA=h$ надъ земной поверхностью и изъ точки O проведемъ рядъ касательныхъ къ земному шару, то получимъ конусъ, основаніе котораго ограничитъ видимый изъ точки O горизонтъ. $\angle HOK=\alpha$ называется *депрессіей* горизонта. Этотъ уголъ можно опредѣлить изъ треугольника KOT:

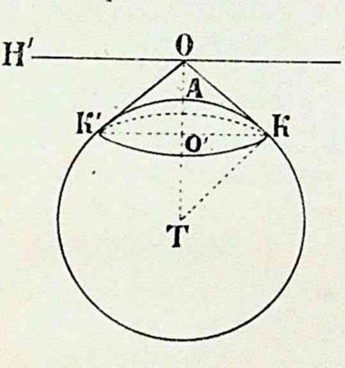


Рис. 1.

$$TK=OT\cos OTK;$$

но $TK=R$ (радіусъ земли), а $OT=R+h$; слѣдовательно,

$$R=(R+h)\cos\alpha,\ \text{или}\ \cos\alpha=\frac{R}{R+h}.$$

Для $h=100\ м$, $\alpha=19'16''$, откуда

$$R=6\,366\ км.$$

Если принять, что длина меридіана равна 40000 *км*, то радіусъ земли равенъ

$$R=\frac{40\,000}{2\pi}=6366.197\ км.$$

Длина градуса меридіана равна $\frac{40\,000}{360}=111.111$ *км*. Длина одной минуты — 1851.85 *м* (морская миля); длина секунды — 30.86 *м*; половина

этой длины (узелъ) — 15.43 *м.* Нетрудно вычислить также окружность (s) и радіусъ (r) какой-нибудь параллели, лежащей подъ широтою φ:

$$r = R\cos\varphi,$$

$$s = 2\pi R\cos\varphi.$$

Градусъ экватора дѣлятъ на 15 равныхъ частей и каждую часть называютъ *географической* милею. Длина географической мили равна 7407.41 *м.*

Фигура земли во второмъ приближеніи. Точныя, такъ называемыя *градусныя,* измѣренія показали, что длина градусовъ меридіана постепенно увеличивается отъ экватора къ полюсамъ, какъ это видно изъ слѣдующаго:

подъ широтою	0^0	110.56 *км*	подъ широтою 60^0 111.41 *км*
» »	20^0	110.70 »	» » 80^0 111.65 »
» »	40^0	111.03 »	» » 90^0 111.68 »

Слѣдовательно, истинная фигура земли уклоняется отъ формы шара. Во *второмъ приближеніи* принимаютъ, что земля имѣетъ форму эллипсоида вращенія. Большая (a) и малая (b) полуоси этого эллипсоида имѣютъ слѣдующіе размѣры въ метрахъ:

	Бессель	Кларкъ	Фай	Ждановъ
$a=$	6377397	6378253	6378393	6377717
$b=$	6356079	6356521	6356549	6356433
$a-b=$	21318	21732	21844	21284

Сжатіемъ (e) называютъ дробь

$$e = \frac{a-b}{a}.$$

На этомъ основаніи:

	Бессель	Кларкъ	Фай	Ждановъ
$e=$	$\frac{1}{299.2}$	$\frac{1}{293.5}$	$\frac{1}{292.0}$	$\frac{1}{299.7}$

Если въ основу вычисленій положить числа Фая, то:

четверть меридіана равна . . . . 10002008 *м.*
средняя длина градуса меридіана . . . . 111133.4 »
окружность экватора . . . . 40076625 »

Изъ этой таблицы видно, что длина той линейки, которая называется ***метромъ*** и которая хранится въ національномъ архивѣ Франціи, не составляетъ точно $\frac{1}{10000000}$ части четверти земного меридіана. Десятимилліонная часть четверти земного меридіана длиннѣе метра на 0.0002 *м.*

Но если земля имѣетъ форму эллипсоида, то очевидно, что отвѣсная линія, т. е. линія, нормальная къ поверхности земли въ какой-нибудь ея точкѣ, не пройдетъ (рис. 2) черезъ центръ *O;* она пересѣчетъ большую ось *AB* въ точкѣ *D'*. Уголъ *KD'B* называется географической широтой въ отличіе отъ угла *KOB*, составляющаго широту *геоцентрическую*. Если географическую широту обозначимъ черезъ φ, а геоцентрическую черезъ φ', то между ними существуетъ слѣдующее соотношеніе:

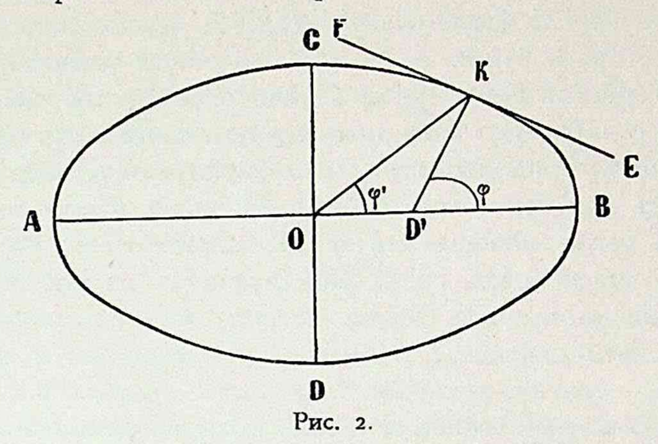


Рис. 2.

$$tang\varphi' = \frac{b^2}{a^2} tang\varphi. \qquad (1)$$

Геоидъ. Поверхность океана, въ состояніи равновѣсія, въ каждой точкѣ должна быть нормальна къ направленію равнодѣйствующей всѣхъ силъ, дѣйствующихъ въ этой точкѣ. Направленіе этой равнодѣйствующей можетъ видоизмѣняться въ зависимости отъ распредѣленія матеріальныхъ массъ, входящихъ въ составъ земли. Представимъ себѣ, напримѣръ, что мы приближаемся къ высокому и крутому берегу. Пусть *AB* (рис. 3) представляетъ край материка *EAD*, который мы примемъ для простоты отвѣснымъ, *CD* — горизонтальная поверхность воды, *FB* — дно океана. Разсмотримъ силы, дѣйствующія на точку *D*. Вообразимъ себѣ линіи *AE*, *CD* и *FB* продолженными, и пусть прямыя *EH* и *NF* ограничиваютъ собою тѣ части суши, океана и воздуха, которыя

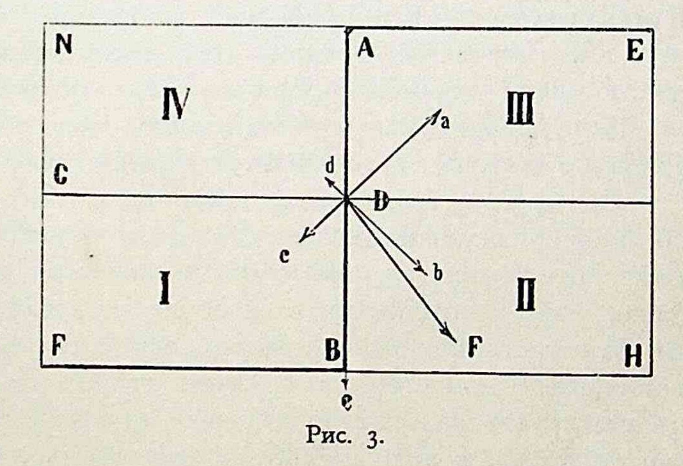


Рис. 3.

способны еще оказывать какое-либо дѣйствіе на точку *D*. На точку *D* дѣйствуютъ: 1) притяженіе всѣхъ слоевъ земли, лежащихъ ниже дна; равнодѣйствующая *De* этихъ притяженій направлена, очевидно, вертикально внизъ по линіи *DB;* 2) притяженіе *Dc* массы воды *DCFB*

и притяженіе *Db* суши *DBH;* равнодѣйствующая ихъ будетъ направлена, очевидно, въ сторону суши; 3) притяженіе *Da* суши *DAE* и притяженіе *Dd* массы воздуха *DANC;* равнодѣйствующая ихъ направлена въ сторону суши. Въ виду этого общая равнодѣйствующая всѣхъ дѣйствующихъ силъ приметъ нѣкоторое направленіе *DF*. По мѣрѣ удаленія отъ берега къ открытому морю, направленіе этой равнодѣйствующей будетъ приближаться къ вертикальному направленію. Но жидкость подъ вліяніемъ извѣстныхъ силъ тогда только приходитъ въ равновѣсіе, когда поверхность ея въ каждой точкѣ нормальна къ равнодѣйствующей всѣхъ силъ, дѣйствующихъ на эти точки. Вслѣдствіе этого уровень океана у берега материка долженъ подняться. Величина этого поднятія зависитъ, очевидно, отъ величины и направленія тѣхъ силъ, отъ сложенія которыхъ получилась равнодѣйствующая *DF*, т. е. отъ высоты и плотности материка и глубины прибрежной части моря. Изъ сказаннаго видно, что истинная поверхность земли, т. е. поверхность спокойнаго океана и ея продолженіе по материковымъ каналамъ, должна уклоняться отъ формы эллипсоида вращенія. Поверхность эта въ высшей степени сложная: она ниже посреди океановъ и поднимается вблизи береговъ. Высота поднятія различна въ зависимости отъ рельефа и матеріальнаго строенія земной коры. Эта сложная форма называется ***геоидомъ***. По вычисленіямъ Гельмерта, поднятіе геоида у береговъ не превышаетъ 200—400 *м*. Эти поднятія геоида не могутъ быть опредѣлены путемъ нивеллировки. При нивеллировкѣ мы пользуемся ватерпасомъ, или уровнемъ съ воздушнымъ пузырькомъ. Но уровень опредѣляетъ собою направленіе, нормальное къ направленію равнодѣйствующей. Перемѣщаясь съ этимъ приборомъ въ рукахъ, мы постоянно остаемся на линіи, которая въ каждой точкѣ нормальна къ направленію равнодѣйствующей; короче говоря, мы идемъ по поверхности геоида. По той же приблизительно причинѣ невозможно констатировать поднятіе геоида у береговъ на основаніи измѣреній давленія воздуха.

Съ другой стороны, по мѣрѣ того, какъ увеличивается число наблюденій надъ напряженіемъ тяжести, обнаруживается все болѣе и болѣе, что въ земной корѣ массы и плотности распредѣлены неравномѣрно, чѣмъ и обусловливаются общія и частныя аномаліи силы тяжести. Эти мѣстныя аномаліи дѣлаютъ еще болѣе сложнымъ видъ геоида. Геоидъ, съ одной стороны, слѣдуетъ за рельефомъ почвы, съ другой, онъ реагируетъ на всякія измѣненія плотности массъ въ земной корѣ. Избытку массъ, вблизи внѣшней поверхности, соотвѣтствуетъ поднятіе геоида и увеличеніе напряженія тяжести; дефектъ массъ, напротивъ, обнаруживается опусканіемъ геоида и уменьшеніемъ напряженія тяжести.

Такъ какъ форма геоида неправильна и притомъ, до настоящаго времени, далеко еще точно не опредѣлена, то неудобно относить наши

измѣренія къ его поверхности. Нужно для этой цѣли имѣть болѣе правильную поверхность. Листингъ предлагаетъ въ основу математической фигуры земли принять поверхность нѣкоего эллипсоида вращенія. Поверхность этого эллипсоида лежитъ частью выше, частью ниже геоида и притомъ такъ, что сумма повышеній геоида надъ эллипсоидомъ равна суммѣ его пониженій. Такой эллипсоидъ Листингъ называетъ *типичнымъ* эллипсоидомъ. Постоянныя этого эллипсоида, по Листингу, слѣдующія:

экваторіальный радіусъ	6 377 365 *м*
полярный »	6 355 298 »
разность	22 067 *м*
сжатіе	$\frac{1}{289}$

Мы сказали, что поверхность геоида посреди океана ниже, чѣмъ вблизи берега. Не нужно думать, что уровень водной оболочки посреди океановъ вогнутъ. Онъ вездѣ выпуклый. Если бы геоидъ имѣлъ гдѣ-либо вогнутую форму, то на землѣ могли бы существовать мѣста, въ которыхъ сѣверныя точки имѣли бы широту меньшую, чѣмъ южныя, чего нигдѣ еще не наблюдалось. Представимъ себѣ эллипсъ и около его центра опишемъ окружность, радіусъ которой равенъ среднему ариѳметическому между большой и малой его полуосями. Эллипсъ этотъ будетъ въ четырехъ точкахъ пересѣкать окружность; однако, какъ эллипсъ, такъ и окружность остаются вездѣ выпуклыми.

Средній уровень океана и его колебанія. Если бы на поверхности мірового океана установилось равновѣсіе, то уровень всѣхъ океановъ и сообщающихся съ ними морей составилъ бы одну и ту же непрерывную поверхность геоида. Нивеллировки, произведенныя вдоль материковъ, не обнаружили бы вовсе разности высотъ. Но такое равновѣсіе океаническихъ водъ не имѣетъ мѣста въ дѣйствительности. На высоту уровня и на его измѣненія вліяютъ многообразные факторы: приливы и отливы, вѣтры, неравномѣрное распредѣленіе давленія и проч. Такъ какъ многія измѣренія, произведенныя на земной поверхности, относятъ къ уровню моря, то необходимо имѣть уровень, независимый отъ временныхъ и случайныхъ измѣненій. Такой исходной точкой можетъ служить ***средній уровень моря***. Среднимъ уровнемъ моря называютъ среднее ариѳметическое изъ многолѣтнихъ, систематически веденныхъ, измѣреній. Для измѣренія высоты уровня служатъ футштоки и лимниграфы, или мареографы. Простой футштокъ представляетъ линейку, раздѣленную на части и укрѣпленную на берегу въ вертикальномъ положеніи. Ежедневно, въ извѣстные часы, отсчитывается высота воды, считая отъ нуля футштока. Положеніе нуля футштока должно быть опредѣлено помощью нивеллировки, относи-

тельно постоянной черты (реперъ), отмѣченной на стѣнѣ сосѣдняго зданія или на прибрежной скалѣ.

Интересно сравнить среднюю высоту уровня различныхъ морей, омывающихъ наши материки. Для опредѣленія *точной* его высоты нужно имѣть весьма продолжительный періодъ наблюденій. Въ виду этого нельзя разсчитывать на одинаковость средняго уровня въ разныхъ пунктахъ. Но по мѣрѣ того, какъ совершенствуются методы нивеллированія, стали получаться все болѣе и болѣе согласныя числа. Изъ таблицы Лаллемана видно, что *отклоненія среднихъ* уровней относительно нуля въ Марсели имѣютъ слѣдующія значенія:

Адріатическое море,	Тріестъ	+ 0.02 *м*
	Венеція	— 0.05 »
Средиземное море,	Генуя	— 0.05 »
	Портъ-Валютъ . . .	+ 0.07 »
Атлантическій океанъ,	Брестъ	+ 0.07 »
	Шербургъ	+ 0.09 »
Нѣмецкое море,	Амстердамъ	— 0.01 »
	Куксгафенъ	— 0.03 »
Балтійское море,	Травемюнде	— 0.09 »
	Свинемюнде	— 0.02 »

Какъ видно, крайнія отступленія равны +0.09 и —0.09, т. е. наибольшая разность береговыхъ уровней составляетъ 0.18 *м* (18 *см*), что слѣдуетъ отнести на счетъ неперіодическихъ колебаній.

Нельзя, въ заключеніе, не указать на *вѣковыя* колебанія берегового уровня, замѣченныя во многихъ мѣстностяхъ земного шара. Давно уже замѣчено, что нѣкоторые берега находятся въ настоящее время въ стадіи поднятія, другіе въ періодѣ опусканія. Составлены даже карты этихъ вѣковыхъ колебаній или, какъ ихъ называетъ проф. Броуновъ, *положительныхъ* (внутрь страны) и *отрицательныхъ* (къ морю) перемѣщеній береговой линіи. Изъ этихъ картъ видно, что *отрицательное* перемѣщеніе береговой линіи имѣетъ мѣсто на берегахъ Скандинавскаго полуострова за исключеніемъ юго-восточной части, на всемъ восточномъ берегу Балтійскаго моря, на берегахъ Великобританіи, Чернаго моря и пр. *Положительное* перемѣщеніе наблюдаютъ на юго-восточномъ берегу Швеціи, на берегахъ Ютландіи, Голландіи, Кореи, на сѣверномъ берегу Новой Голландіи и др.

Напряженіе тяжести на земной поверхности. Взаимное притяженіе, которое обнаруживается между отдѣльными массами, входящими въ составъ земного шара, есть частный случай тяготѣнія вообще и потому управляется законами Ньютона. Если m и m_1 — двѣ массы,

r — разстояніе, ихъ раздѣляющее, то, по закону Ньютона, величина взаимнаго притяженія

$$f = \frac{mm_1}{r^2}, \tag{2}$$

т. е. притяженіе прямо пропорціонально произведенію притягивающихся массъ и обратно пропорціонально квадрату ихъ разстоянія.

Возобновимъ въ памяти нашей нѣкоторыя основныя теоремы о притяженіи. Возьмемъ однородный шаровой слой, весьма малой толщины c, плотности δ и радіуса R; масса его

$$M = 4\pi R^2 c\delta. \tag{3}$$

Если *внутри* этого слоя, въ какой-нибудь точкѣ A, находится масса m, то дѣйствіе шарового слоя на эту массу

$$F_1 = O,$$

т. е. тонкій шаровой слой не производитъ никакого дѣйствія на точку, лежащую внутри его.

Дѣйствіе же этого слоя на точку, лежащую *внѣ* на разстояніи x отъ центра слоя,

$$F_2 = \frac{Mm}{x^2}, \tag{4}$$

т. е. дѣйствіе шарового слоя на точку, лежащую внѣ его, таково, какъ будто вся масса сосредоточена въ центрѣ. Сплошной однородный шаръ можно раздѣлить на концентрическіе слои, а потому дѣйствіе на внѣшнюю точку будетъ такое же, какъ если бы вся масса была сосредоточена въ его центрѣ, т. е.

$$F_3 = \frac{Mm}{x^2} = \frac{4}{3} \cdot \frac{\pi R^3 \delta m}{x^2}. \tag{5}$$

Если масса m находится на поверхности шара, то $x = R$ и

$$F_4 = \frac{4}{3}\pi R\delta m. \tag{6}$$

Положимъ далѣе, что масса m находится внутри шара на разстояніи $x < R$ отъ его центра. Проведемъ шаровую поверхность, центръ которой совпадаетъ съ центромъ шара, а радіусъ равенъ x. Тогда весь шаръ раздѣлится на двѣ части: одна часть, для которой точка m будетъ находиться внутри, а потому дѣйствіе на нее этой части шара равно нулю; остается другая часть нашего шара, для которой масса m находится на поверхности; эта часть притягиваетъ съ силой

$$F_5 = -\frac{4}{3}\pi\delta x m. \tag{7}$$

Знакъ минусъ поставленъ потому, что x считается положительнымъ отъ центра шара къ точкѣ m; здѣсь же нужно показать, что притя-

женіе направлено къ центру шара. Такимъ образомъ, притяженіе сплошного шара на внутреннюю точку пропорціонально ея разстоянію отъ центра шара и направлено къ центру. Отсюда видно, что, если бы масса m могла двигаться въ весьма узкомъ каналѣ, проходящемъ черезъ центръ однороднаго шара, находясь подъ дѣйствіемъ только притяженія этого послѣдняго, то она совершала бы гармоническое колебательное движеніе.

Всѣ эти теоремы, въ первомъ приближеніи, можно примѣнить къ земному шару. Но земля наша имѣетъ суточное вращеніе около своей оси. При этомъ вращеніи, въ каждой точкѣ ея, развивается центробѣжная сила, стремящаяся удалить точку отъ оси вращенія. Ускореніе f_1, сообщаемое центробѣжной силой,

$$f_1=\frac{4\pi^2 x}{T^2},$$

гдѣ x — радіусъ, по которому происходитъ вращеніе, а T — время полнаго обращенія земли около оси. Если наша точка находится подъ широтой φ, то

$$x=R\cos\varphi \quad \text{и}$$

$$f_1=\frac{4\pi^2 R\cos\varphi}{T^2}.$$

Часть этой силы дѣйствуетъ прямо противоположно притяженію земного шара. Эта часть

$$f_2=\frac{4\pi^2 R\cos^2\varphi}{T^2}.$$

На экваторѣ, гдѣ $\varphi=0$,

$$f_2=\frac{4\pi^2 R}{T^2}.$$

На полюсѣ $\varphi=90^0$ и $f_3=0$, а, слѣдовательно, напряженіе тяжести, какъ результатъ совмѣстнаго дѣйствія притяженія и центробѣжной силы, имѣетъ наименьшую величину на экваторѣ и постепенно увеличивается къ полюсамъ. Центробѣжная сила на экваторѣ составляетъ 0.00346 напряженія тяжести. Окончательную величину равнодѣйствующей силы тяжести и центробѣжной силы на единицу массы, называютъ ***полнымъ напряженіемъ земной тяжести,*** а направленіе ея — ***отвѣсной*** или ***вертикальной*** линіей. Аналитически эта сила выражается формулой:

$$G_\varphi=G_{45}-0.0255\cos 2\varphi, \tag{8}$$

$$\text{или}\quad G_\varphi=G_{45}(1-0.0026\cos 2\varphi). \tag{9}$$

Въ Annuaire du Bureau des Longitudes на 1906 годъ дана слѣдующая формула для ускоренія силы тяжести въ метрахъ въ секунду:

$$g=9.806059-0.025028\cos 2\varphi.$$

Изъ этой формулы можно вычислить, что при переходѣ отъ экватора къ полюсу напряженіе тяжести увеличивается на 0.51%, а, слѣдовательно, вѣсъ одного *кг* возрастаетъ на 5.1 *г*. Въ Одессѣ (46° 29′ с. ш.) $g=9.80769$ *м* въ 1 *сек*.

Измѣненіе напряженія тяжести съ высотою мѣста наблюденія. Напряженіе тяжести мѣняется также съ высотою мѣста наблюденія надъ уровнемъ моря, а именно:

$$\frac{G_h}{G_0}=\frac{R^2}{(R+h)^2}=\frac{1}{\left(1+\frac{h}{R}\right)^2}=\frac{1}{1+2\frac{h}{R}}=1-2\frac{h}{R},$$

$$\text{или} \quad G_h=G_0\left(1-2\frac{h}{R}\right). \qquad (10)$$

Если h выражено въ *см*, то

$$G_h=G_0\,(1-0.000000003\,14h),$$

$$\text{или} \quad G_h=G_0-0.000003h.$$

Поднятію на высоту $h=100$ *м* $=10000$ *см* соотвѣтствуетъ уменьшеніе G_0 на 0.03 *см* = 0.3 *мм*. Высота Эйфелевой башни равна 300 *м* (30000 *см*); слѣдовательно, $G_h-G_0=0.9$ *мм*. Опыты, произведенные въ Шарлоттенбургѣ, показали, что вѣсъ 1 *кг* уменьшается на 0.295 *мг* при поднятіи на 1 *м*. Гельмертъ далъ общую формулу для широты φ и высоты h:

$$G\varphi=9.8060-0.0260\cos 2\varphi-0.00000308h. \qquad (11)$$

Въ связи съ напряженіемъ тяжести находится длина l секунднаго маятника:

$$l=0.990918-0.00236\cos 2\varphi-0.0000003h.$$

Тяжесть на глубинѣ. Законъ измѣненія напряженія тяжести съ глубиною зависитъ отъ закона распредѣленія плотности въ массѣ земли. Если допустимъ, какъ это дѣлаетъ Рошъ, что плотность d выражается формулой вида:

$$d=d_0-ar^2,$$

гдѣ d_0—плотность въ центрѣ земли,
a —нѣкоторый численный коэффиціентъ,
r —разстояніе точки отъ центра земли,

$$\text{то} \quad g'=1.92\frac{r}{R}\left(1-\frac{12r^2}{25R^2}\right)g.$$

Изъ этой формулы видно, что напряженіе тяжести g' отъ поверхности земли постепенно увеличивается; на глубинѣ $\frac{5}{6}R$ оно достигаетъ максимума

$$g'=\frac{16}{15}g$$

и затѣмъ уменьшается до нуля при $r=0$. Но, если въ основу формулы принять другой законъ увеличенія плотности, напримѣръ,

$$d=d_0-ar,$$

то тогда максимумъ напряженія тяжести ($g'=1.55g$) долженъ находиться на глубинѣ $r=0.186R$ отъ поверхности. И дѣйствительно, въ угольныхъ копяхъ Корнваллиса замѣтили, что, на глубинѣ 383 *м*, часы уходятъ впередъ на 2.25 *сек* въ сутки. Если напряженіе тяжести на поверхности земли принять за единицу, то на глубинѣ 534 *м* (въ Фрейбургѣ) оно равно 1.0000793, а на глубинѣ 973 *м* (въ Прибрамѣ)—1.0000904.

Аномаліи въ распредѣленіи тяжести. До сихъ поръ мы предполагали, что земля представляетъ однородный шаръ или состоитъ изъ однородныхъ концентрическихъ слоевъ. Въ этомъ случаѣ напряженіе тяжести вдоль одной и той же параллели остается постояннымъ. Но земля неоднородна. Въ простѣйшемъ случаѣ можно допустить, что часть какой-нибудь параллели покрыта слоемъ воды извѣстной мощности (океанъ), а остальная часть состоитъ изъ горныхъ породъ (суша), плотность которыхъ въ 2.5 — 2.6 раза больше плотности воды. Нетрудно показать, что въ этомъ случаѣ напряженіе тяжести должно уменьшаться при переходѣ съ суши на океанъ. И дѣйствительно, притяженіе, обнаруживаемое всей массой земли, равно суммѣ притяженій всѣхъ отдѣльныхъ ея частей, вмѣстѣ взятыхъ; но, если мы находимся посреди суши, то *ближайшая* къ намъ часть земли, оказывающая наиболѣе сильное притяженіе, состоитъ изъ болѣе плотной массы; если же мы, двигаясь вдоль той же параллели, перейдемъ на океанъ, то *ближайшая* къ намъ часть представляетъ менѣе плотную массу. Очевидно далѣе, что уменьшеніе напряженія тяжести, при переходѣ съ суши на океанъ, будетъ тѣмъ значительнѣе, чѣмъ большей мощностью обладаетъ этотъ океанъ; другими словами, уменьшеніе тяжести должно находиться въ извѣстной прямой зависимости отъ глубины океана. Эту зависимость можно опредѣлить теоретически при нѣкоторыхъ простѣйшихъ допущеніяхъ. Исходя изъ изложеннаго принципа, Сименсъ устроилъ даже особый батометръ для измѣренія океаническихъ глубинъ. Устройство его, въ общихъ чертахъ, слѣдующее (рис. 4). Въ стальномъ цилиндрѣ DD_1, дно котораго состоитъ изъ эластичной пластинки, упирающейся на двѣ перекрестныя, тоже стальныя, полоски, центръ тяжести дна приходится какъ разъ на пересѣченіи полосокъ W. Послѣднія подвѣшены помощью пружинъ *ff*. Упругость этихъ пружинъ

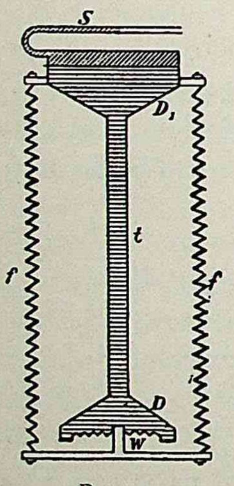


Рис. 4.

разсчитана такъ, что, если приборъ находится на материкѣ, то ртуть доходитъ въ калибрированной трубкѣ *S* до извѣстнаго дѣленія. Съ переходомъ на океанъ, вѣсъ ртути уменьшается, а потому пружины *ff* приподнимаютъ дно, и ртуть въ узкой трубкѣ перемѣщается на нѣкоторое число дѣленій (на нашемъ чертежѣ вправо). Остается только проградуировать трубку, т. е. опредѣлить, какому измѣненію глубины соотвѣтствуетъ перемѣщеніе ртути въ трубкѣ на одно дѣленіе. Но такъ какъ съ измѣненіемъ температуры и съ теченіемъ времени упругость пружинъ *ff* мѣняется, то необходимо, время отъ времени, повторять это градуированіе.

Въ дѣйствительности земной шаръ представляетъ болѣе значительное разнообразіе въ своемъ строеніи. Естественно ожидать поэтому и болѣе значительныхъ *аномалій* въ распредѣленіи тяжести. Понятіе о напряженіи тяжести слагается изъ двухъ элементовъ: а) направленіе тяжести и б) величина или напряженіе тяжести. Разсмотримъ каждый изъ этихъ элементовъ отдѣльно. Направленіе отвѣсной линіи, при переходѣ отъ одной точки земной поверхности къ другой, должно измѣняться въ той постепенности, въ которой слѣдуютъ направленія нормалей на сфероидѣ. Но, производя на поверхности земли одновременно астрономическія и геодезическія измѣренія и относя ихъ къ поверхности сфероида, мы наталкиваемся на уклоненія, на аномаліи. Направленія отвѣсной линіи въ нѣкоторыхъ точкахъ земли не совпадаютъ съ тѣми, которыхъ можно ожидать теоретически, допуская, что мы идемъ по поверхности сфероида. Эти аномаліи въ положеніи отвѣсной линіи называются *отклоненіями отвѣса*. Во Владикавказѣ, напримѣръ, отвѣсная линія отклонена къ югу на 36.7", а въ Дюшетѣ (южный склонъ) она отклонена къ сѣверу на 18.29". На южной сторонѣ Гаваи отвѣсъ отклоненъ къ сѣверу на 67.0", а на сѣверной сторонѣ на 30.0" къ югу. Въ Южной Америкѣ, около Каллао, отклоненіе достигаетъ 138.0". Отклоненія отвѣсной линіи, по своей величинѣ, не могутъ быть приписаны случайнымъ погрѣшностямъ наблюденій. Слѣдовательно, мы имѣемъ здѣсь дѣло съ дѣйствительными аномаліями. Расширяя далѣе наши изслѣдованія, мы замѣчаемъ, что аномаліи эти распредѣлены не изолированно и не случайно; онѣ охватываютъ цѣлые районы; напримѣръ, на сѣверныхъ склонахъ Кавказа отклоненіе отвѣса начинается на разстояніи не менѣе 250 верстъ отъ оси главнаго хребта; на разстояніи 150 верстъ отклоненіе уже равно 9.77"; отвѣсная линія отклонена вдоль всего западнаго берега Америки и т. д. Очевидно, что эти аномаліи связаны съ ходомъ рельефа, а, слѣдовательно, съ тѣми законами, по которымъ распредѣлены массы на земной поверхности. Вблизи горъ и возвышенныхъ береговъ является сила, направленная въ сторону притягивающихъ массъ и, слѣдовательно, отклоняющая отвѣсъ.

Но очевидно, что подобное неравномѣрное распредѣленіе массъ возможно также и внутри земли: въ однѣхъ мѣстахъ возможенъ избытокъ, въ другихъ — дефектъ массъ. Направленіе отвѣса должно, несомнѣнно, реагировать на это скрытое отъ нашихъ глазъ подземное строеніе. Если въ земной корѣ (рис. 5), на нѣкоторой глубинѣ, находится полость *B*, наполненная болѣе плотной массой, то отвѣсъ приметъ вблизи этой полости положеніе *d*, *e* или *f*. Обратно, если въ *A* будетъ существовать пустота или менѣе плотныя массы (дефектъ массъ), то положенія отвѣса выразятся стрѣлками *a*, *b* или *c*, т. е. явленіе будетъ происходить такъ, какъ будто онъ отталкивается массой *A*. И дѣйствительно, давно уже извѣстно, что въ сѣверной Индіи отклоненіе отвѣса далеко не соотвѣтствуетъ массивамъ Гиммалаевъ и явленіе происходитъ такъ, какъ будто подъ горнымъ хребтомъ — недостатокъ массъ, пустоты или пласты уменьшенной плотности. Подобное же явленіе наблюдается въ Ниццѣ. Въ Пизѣ и Флоренціи отвѣсъ даже какъ бы отталкивается Аппенинами; въ Мадрасѣ онъ отклоненъ къ морю. Напротивъ того, Крымскія горы отклоняютъ отвѣсъ въ размѣрѣ, далеко превышающемъ ихъ массу (въ Алупкѣ 35.4″), т. е. явленіе происходитъ такъ, какъ будто подъ Крымскими горами существуетъ избытокъ массъ. Аномаліи

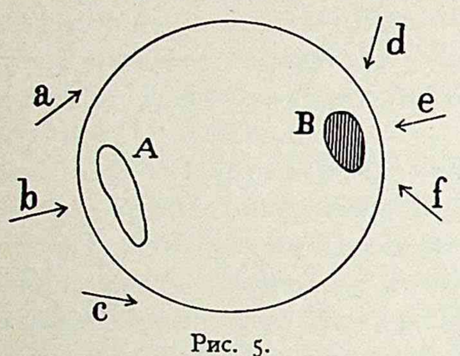


Рис. 5.

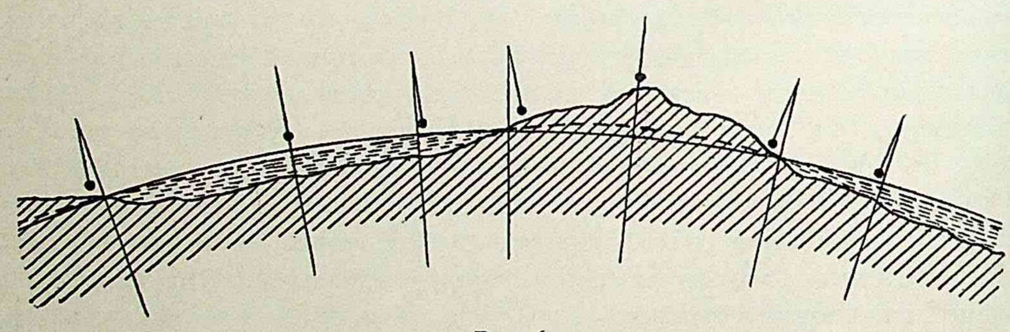


Рис. 6.

въ положеніи отвѣса возможны даже посреди равнинной мѣстности, вдали отъ значительныхъ горъ и береговъ. Напримѣръ, въ Москвѣ отвѣсъ отклоненъ къ сѣверу на 10.6″. Если итти къ юго-востоку отъ Москвы, то уклоненіе уменьшается, достигаетъ нуля въ Царицынѣ (нейтральная зона) и переходитъ даже въ южное (въ Подольскѣ 12.7″). Подобное же отклоненіе найдено около Берлина. Изъ сдѣланнаго краткаго обозрѣнія мѣстныхъ аномалій видно, какъ велика должна быть сложность той поверхности, которая названа геоидомъ. На рис. 6

схематически представленъ профиль земной поверхности и, вмѣстѣ съ тѣмъ, ходъ геоида и направленіе отвѣсныхъ линій.

Но если массы внутри земли распредѣлены неравномѣрно, если въ одномъ мѣстѣ существуетъ избытокъ, а въ другомъ — дефектъ массъ, то это должно обнаруживаться не только аномаліями въ положеніи отвѣса, но также и аномаліями въ напряженіи тяжести. Можно предполагать, что эти аномаліи, въ количественномъ отношеніи, незначительны, а потому открытіе ихъ потребуетъ весьма точныхъ методовъ изслѣдованія. Такимъ именно тонкимъ орудіемъ наблюденія служитъ маятникъ, число качаній котораго въ единицу времени, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, зависитъ отъ напряженія тяжести.

Точныя наблюденія надъ качаніями маятника показали, что въ напряженіяхъ тяжести, отнесенныхъ къ уровню океана, дѣйствительно существуютъ аномаліи. Часть этихъ аномалій объясняется тѣмъ, что мы всѣ наши измѣренія относимъ къ поверхности океана, т. е. къ поверхности геоида, который не представляетъ поверхности одинаковаго напряженія тяжести; другая же ихъ часть представляетъ дѣйствительныя аномаліи тяжести. Въ настоящее время установлены даже нѣкоторые общіе законы этихъ аномалій:

1) Аномаліи, сведенныя къ уровню моря, вообще отрицательны посреди материковъ и положительны посреди океановъ; иными словами, существуетъ какъ бы недостатокъ массъ подъ материками и накопленіе ихъ подъ океанами.

2) Соотвѣтственно этому, найденъ вообще недостатокъ массъ подъ горами и накопленіе ихъ подъ равнинами.

Внутри общихъ аномалій найдены мѣстныя аномаліи, которыя прекрасно иллюстрируются измѣреніями, произведенными въ Пруссіи, Австро-Венгріи и Сѣверной Америкѣ. Наибольшія отрицательныя отклоненія наблюдены тамъ, гдѣ поверхностные слои состоятъ изъ гранитовъ и порфира; наибольшія положительныя — на осадочныхъ породахъ, т. е. на днѣ бывшаго геологическаго моря. Изъ измѣреній австрійского морского вѣдомства въ области Адріатическаго моря (рис. 7, стр. 14), видно, что напряженіе тяжести увеличивается отъ береговъ къ центральной части моря. Линія безъ отклоненія идетъ вдоль берега. Въ общемъ ходѣ изолиній тяжести замѣтны, въ свою очередь, болѣе мелкія частныя аномаліи. Въ Венгерской низменности замѣчается избытокъ тяжести, который въ Карпатахъ переходитъ въ уменьшеніе. На рис. 8 (стр. 15) представленъ рельефъ земной коры отъ С. Франциско до Вашингтона по параллели 40° с. ш. На восточномъ берегу Соединенныхъ Штатовъ ускореніе силы тяжести на 0.3 *мм* больше теоретической. На плоскогоріи Скалистыхъ горъ оно на 2.4 *мм* меньше, а у С. Франциско опять нѣсколько больше. Ходъ напряженія тяжести

выраженъ нижней кривой линіей. Аномалія тяжести существуетъ и въ Москвѣ.

Сейсмическія движенія. Земная кора, какъ извѣстно, испытываетъ, особенно въ извѣстныхъ мѣстностяхъ, колебанія, толчки, перемѣщенія по горизонтальному и вертикальному направленіямъ (сейсмическія явленія). Изъ нѣкоторыхъ очаговъ эти колебанія передаются иногда на значительныя разстоянія. Въ ходѣ этихъ колебаній замѣчается нерѣдко своего рода сейсмическая инерція. Разъ вызванныя колебанія почвы поддерживаются съ перерывами нерѣдко цѣлые дни и мѣсяцы, какъ результатъ своего рода упругаго послѣдѣйствія. Такъ, сейсмическія движенія въ Андалузіи начались въ декабрѣ 1884 г., а окончились въ апрѣлѣ 1885 г. Сейсмы въ Кроатіи начались въ 1880 г. и продолжались съ перерывами до 1885 г. Землетрясенія въ Фокидѣ въ 1870 г. длились $3^1/_2$ года; у эпицентра произошло отъ 500000 до 750000 сотрясеній; въ мѣстечкѣ Монтлія яйцо, находившееся на металлической пластинкѣ, не переставая, дрожало въ теченіе 3-хъ мѣсяцевъ. Эти видимыя колебанія почвы,— макроколебанія,— раздѣлены другъ отъ друга періодами кажущагося затишья; кромѣ того, они ограничиваются извѣстными районами. По мѣрѣ того, какъ расширяется сѣть наблюдательныхъ сейсмическихъ станцій, обнаруживается тотъ фактъ, что колебанія почвы въ дѣйствительности случаются гораздо чаще, чѣмъ это прежде думали. Напримѣръ, на пространствѣ Австро-Венгріи, въ теченіе 1905 года, отмѣчено 224 дня съ землетрясеніями. Когда явилось въ землевѣдѣніи стремленіе къ изученію остаточныхъ явленій и микроявленій, то естественно возникъ вопросъ, насколько абсолютно прочна

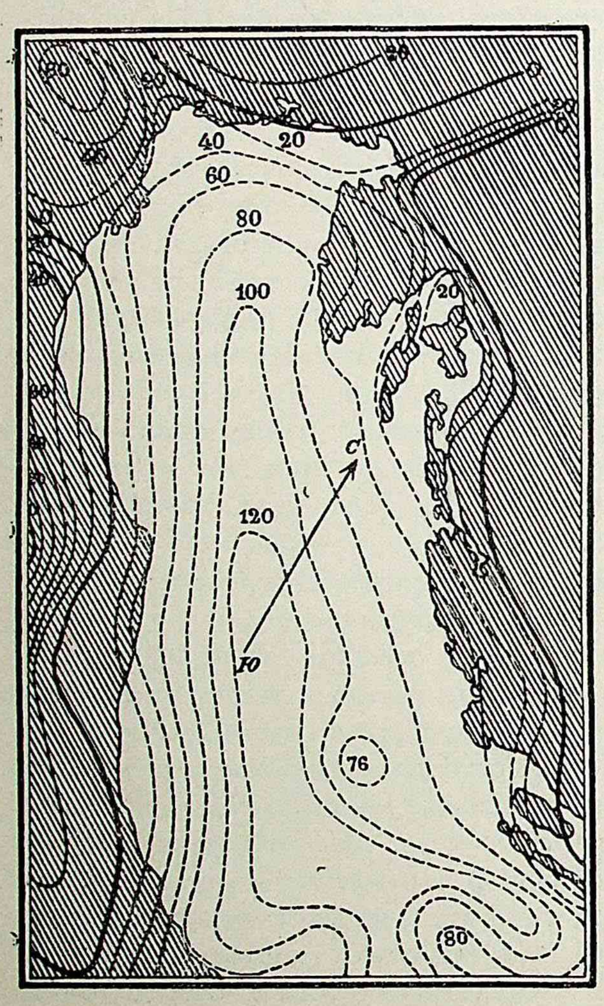


Рис. 7.

и устойчива земная кора. Въ этомъ отношеніи намѣчены первоначально отдѣльные факты. Такъ, Плантамуръ въ Женевѣ, изъ наблюденій надъ перемѣщеніемъ пузырьковъ двухъ прочно установленныхъ уровней, констатировалъ суточныя и годовыя микроколебанія почвы. Въ послѣднее время, во многихъ пунктахъ, установлены для этой цѣли такъ называемые горизонтальные маятники, отличающіеся крайней чувствительностью. Помощью луча свѣта, брошеннаго на зеркальце прибора и отраженнаго на свѣточувствительную бумагу, наложенную на движу-

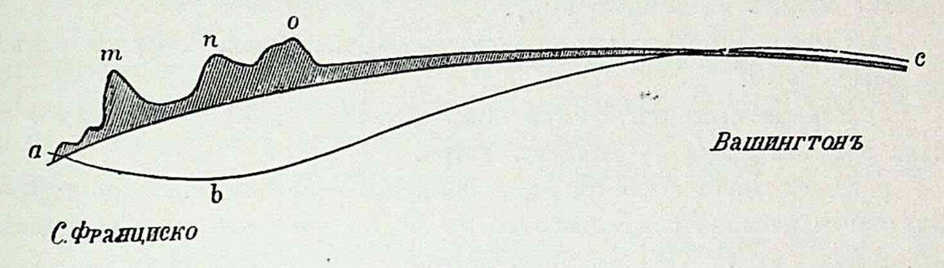


Рис. 8.

щемся барабанѣ, маятникъ отмѣчаетъ малѣйшія измѣненія въ относительномъ положеніи оси прибора и отвѣсной линіи, а, слѣдовательно, записываетъ какъ колебанія отвѣсной линіи, такъ и колебанія почвы.

Идея горизонтальнаго маятника весьма проста. Къ вертикальной оси подвѣшенъ треугольникъ, составленный изъ легкихъ трубокъ, такъ что онъ, съ весьма малымъ треніемъ, можетъ качаться около этой оси. Если ось вполнѣ вертикальна, то треугольникъ сохраняетъ безразличное равновѣсіе; но если ось вращенія составляетъ хотя бы весьма малый уголъ съ вертикальнымъ направленіемъ, то маятникъ принимаетъ опредѣленное положеніе равновѣсія; центръ его тяжести расположится въ плоскости, проходящей черезъ ось вращенія и вертикальную линію. Малѣйшія боковыя колебанія вертикальнаго направленія влекутъ за собой измѣненіе въ положеніи равновѣсія маятника, и его вершинная точка перемѣщается. Приборъ, при соотвѣтствующемъ положеніи его частей, можетъ отмѣтить измѣненіе въ положеніи отвѣсной линіи въ 0.001". Наблюдать можно непосредственно при помощи трубы со шкалой; можно также заставить приборъ записывать или фотографическимъ, или механическимъ путемъ. Рис. 9 представляетъ горизонтальный маятникъ въ той формѣ, въ какой его изготовляетъ механикъ Бошъ въ Страсбургѣ (тяжелый страсбургскій маятникъ).

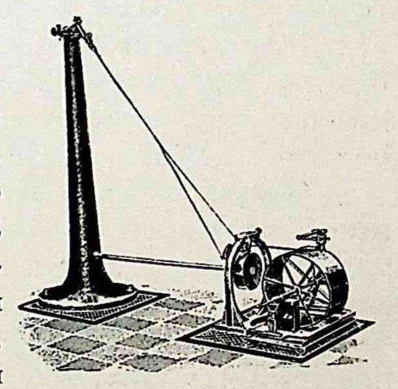


Рис. 9.

Наблюденія показали, что даже въ періоды кажущагося сейсмическаго затишья, въ раіонахъ, далекихъ отъ сейсмическихъ областей, маятники находятся въ постоянномъ движеніи. Почва наша, слѣдовательно, не представляетъ абсолютно неподвижнаго основанія. Линія, нормальная къ земной поверхности въ данной точкѣ, описываетъ въ пространствѣ извѣстную поверхность. Разбираясь въ этихъ сложныхъ движеніяхъ, можно подмѣтить нѣкоторую законность и причинность:

1) Суточныя и годовыя микроколебанія, зависящія отъ теплового дѣйствія солнца на земную кору.

2) Совершенно ясныя полусуточныя колебанія, обусловленныя дѣйствіемъ луны.

3) Земная кора изгибается подъ вліяніемъ измѣненій давленія и весьма чувствительна къ ударамъ вѣтра.

4) Существуетъ особый родъ движеній — пульсаціи. На фотограммахъ эти колебанія представляются въ видѣ короткихъ, не всегда симметричныхъ, волнъ. Иногда онѣ видимы только подъ микроскопомъ. Лишь рѣдко амплитуды ихъ достигаютъ нѣсколькихъ миллиметровъ. Періоды ихъ измѣняются отъ 3—5 *сек* до нѣсколькихъ минутъ. Причины этихъ пульсацій пока не выяснены.

5) Наблюдаютъ, наконецъ, сейсмическія бури разнообразнаго характера, которыя продолжаются иногда цѣлые часы. Особеннаго вниманія заслуживаетъ чуткость горизонтальныхъ маятниковъ къ отдѣльнымъ землетрясеніямъ. Землетрясенія центральной Азіи, Японіи, Южной Америки посылаютъ сейсмическія волны, отмѣчаемыя маятниками Европы, по записямъ которыхъ можно опредѣлить скорость распространенія сейсмическихъ волнъ въ земной корѣ.

Итакъ, земная кора не сохраняетъ неподвижности; она изгибается отъ дѣйствія давленія и вѣтра, деформируется отъ притягательнаго дѣйствія луны, пульсируетъ; она дрожитъ вслѣдствіе своей эластичности отъ дѣйствія отдаленныхъ землетрясеній.

Средняя плотность земли. Въ связи съ вопросомъ о матеріальномъ взаимодѣйствіи отдѣльныхъ массъ, составляющихъ землю, находится также вопросъ о *средней плотности земли*. Въ настоящее время, съ значительной точностью, опредѣлена средняя плотность земного сфероида, взятаго въ его цѣломъ. Примѣнены были различные, независимые другъ отъ друга, методы: сравненіе притяженія земли съ притяженіемъ горы, качанія маятника на вершинѣ горы и у подошвы, качанія маятника на поверхности земли и на днѣ шахты, методъ крутильныхъ вѣсовъ, обыкновенное взвѣшиваніе на двухъ высотахъ и при дѣйствіи значительныхъ свинцовыхъ массъ, качаніе маятника между двумя массами желѣза. Эти методы, особенно въ послѣднее время, дали весьма близкіе результаты. Можно принять, что средняя плотность земли равна 5.50.

Такъ какъ плотность земной коры равна приблизительно 2.5—2.8, то плотность земли къ центру должна возрастать; но истинный законъ этого возрастанія неизвѣстенъ. Вопросъ можемъ рѣшить только теоретически, сдѣлавъ извѣстныя допущенія. На основаніи, напримѣръ, изысканій Штапфа плотность отъ поверхности, гдѣ она равна 2.792, увеличивается сначала быстро; на разстояніи 0.3 радіуса она равна 6.46; далѣе приращеніе замедляется, и въ центрѣ земли плотность достигаетъ 8.375. Близкіе къ этому выводы получилъ Липшицъ. По формулѣ Штернека плотность возрастаетъ отъ 2.624 (на поверхности) до 15.136 (въ центрѣ земли).

Предполагаемое давленіе на различныхъ глубинахъ. Съ глубиною увеличивается также давленіе, которое испытываютъ слои земли. Если принять давленіе на поверхности земли за единицу, то, по Липшицу, давленіе на срединѣ радіуса равно 3 440 000, а въ центрѣ земли — 5 720 000.

Общія черты лика земли. Придерживаясь гипотезы Канта и Лапласа, мы можемъ сказать, что земля наша отдѣлилась нѣкогда отъ центральной массы, сохранивъ значительный запасъ тепловой энергіи. Медленно и постепенно шелъ процессъ ея остыванія. Образовавшаяся, въ извѣстной стадіи охлажденія, твердая кора не могла сохранить равновѣсія подъ напоромъ внутреннихъ силъ. Подземныя динамическія силы проявляли время отъ времени свою дѣятельность, производя разрывъ коры, выходъ расплавленныхъ породъ на дневную поверхность земли, перемѣщеніе частей коры по вертикальному направленію. Тогда же намѣтились очертанія тѣхъ поднятій, которыя образовали материки, и тѣхъ главныхъ впадинъ, которыя нынѣ заняты океанами. Наука имѣетъ основаніе предполагать, что материки и океаны являются первозданными и первоначальными формами рельефа. Съ теченіемъ времени геологическая жизнь нашей планеты подвинулась, но работа подземныхъ силъ продолжалась и дальше. Подъ дѣйствіемъ этихъ силъ пласты измѣняли свое положеніе; нѣкоторые сдвигались по горизонтальному направленію, другіе были выдвинуты вертикально; третьи приходили въ наклонное положеніе. Если пласты претерпѣвали боковое давленіе, то они образовывали складки. Совокупность всѣхъ этихъ измѣненій геологи называютъ дислокаціями. Продукты изверженій образовали цѣлые конусы. Къ указанному основному источнику энергіи прибавились новые дѣятели: вода, атмосфера и органическая жизнь. Вода въ одномъ мѣстѣ производила размывы материковаго рельефа (денудація), въ другомъ— отложеніе размытаго матеріала. Атмосфера способствовала вывѣтриванію породъ, образованію песчаныхъ холмовъ. Органическая жизнь, — какъ, напримѣръ, жизнь коралловъ,—воздвигала цѣлые коралловые острова. Всѣ эти указанные дѣятели создали тотъ наружный видъ земли, тотъ

ея рельефъ, который мы называемъ *ликомъ* земли. Всѣ указанные дѣятели продолжаютъ свою работу и понынѣ, а потому ликъ земли продолжаетъ измѣняться, хотя весьма медленно, и до настоящаго времени. Исходя изъ той мысли, что всѣ явленія въ природѣ совершаются по извѣстнымъ законамъ, географы давно уже пытались подмѣтить въ строеніи земного рельефа такія черты, которыя могли бы привести къ открытію общихъ законовъ образованія лика земли. Нѣкоторыя особенности дѣйствительно подмѣчены и названы *географическими гомологіями*. Но приходится сознаться, что изученіе гомологій, въ связи съ жизнью нашей планеты, еще мало подвинуто.

Ограничимся обозрѣніемъ современнаго лика земли лишь въ самыхъ общихъ чертахъ. Почти три четверти земной поверхности покрыты водой. Въ настоящее время мы не можемъ точно вычислить пространство, занятое сушей и водой, такъ какъ околополярныя страны, особенно антарктическаго пояса, намъ совершенно неизвѣстны. Крайняя точка на сѣверѣ, до которой человѣку удалось проникнуть, лежитъ подъ 87°6′ (Р. Е. Пири), а въ южномъ полушаріи подъ 78°50′ ю. ш. Высказано было мнѣніе, что на сѣверномъ полюсѣ находится обширное море; различныя косвенныя соображенія заставляютъ предполагать существованіе антарктическаго материка около южнаго полюса. Вообще можно считать, что пространство, совершенно неизвѣстное намъ до настоящаго времени, составляетъ 5.8% (по Туле) всей земной поверхности. По вычисленію Вагнера, суша и вода занимаютъ слѣдующее пространство, выраженное въ квадратныхъ километрахъ:

вода	365 501 000 *кв км*,
суша	144 449 000 »
всего	509 950 000 »

т. е. на долю воды приходится 71.7%, а на долю суши 28.3%; отношеніе — 2.5 : 1. Но суша распредѣлена крайне неравномѣрно. Наименьшее количество воды находится въ поясѣ, лежащемъ между 60° и 70° с. ш., и непрерывно возрастаетъ къ югу, такъ что поясъ 50°—60° ю. ш. почти весь лежитъ на водѣ. Вообще, слѣдовательно, вся суша сдвинута въ сторону одного полушарія, гдѣ она образуетъ материковое кольцо, окаймляющее сѣверный полюсъ и обращенное къ нему своими низменными частями. Наиболѣе выдвинутыя точки этого кольца лежатъ

въ Европѣ	подъ	71°10′	с. ш.,
» Азіи	»	77 42	»
» Америкѣ	»	71 50	»

Наиболѣе высокія точки этого кольца лежатъ въ тропическомъ поясѣ или вблизи него. Къ югу кольцо оканчивается клинообразно, выдаваясь

въ Африкѣ	до	34°51′	ю. ш.
» Австраліи	»	43 40	»
» Америкѣ	»	56 0	»

Эта клинообразная форма повторяется даже въ отдѣльныхъ, болѣе мелкихъ, частяхъ суши (Индостанъ, Индокитай, Камчатка, Калифорнія, Флорида). Работа динамическихъ силъ выразилась, прежде всего, въ томъ, что какъ будто выдвинула три волны, три гребня суши: Европа съ Африкой, Азія съ Австраліей и Сѣв. Америка съ Южной Америкой. Каждый изъ сѣверныхъ материковъ соединенъ съ каждымъ изъ южныхъ перешейкомъ (Суэцкій, Панамскій). Мостомъ, связующимъ Азію съ Австраліей, является рядъ острововъ, лежащихъ между этими материками и составляющихъ остатки нѣкогда бывшаго здѣсь материка. Европа рѣзко отдѣлена отъ Азіи Западно-Сибирской низменностью. По мнѣнію геологовъ, въ силлурійскую и девонскую эпохи здѣсь находился обширный водный бассейнъ, далеко простиравшійся къ югу. Связь между Сѣверной и Южной Америкой установилась въ болѣе недавнія времена, на что указываетъ сходство фауны Тихаго и Атлантическаго океановъ въ частяхъ, прилегающихъ къ Панамскому перешейку. Связь между Европой и Африкой видна изъ сходства фауны сѣверной Африки и южной Европы. Гибралтарскій проливъ сравнительно недавняго происхожденія. Между Тунисомъ и Сициліей существуетъ весьма мелкое море, раздѣляющее водоемъ Средиземнаго моря на два глубокихъ бассейна. Бросается въ глаза еще одна особенность въ строеніи трехъ материковыхъ гребней. Южныя части ихъ сдвинуты къ востоку, по отношенію къ сѣвернымъ. Другими словами, силы, принявшія участіе въ построеніи лика земли, стремились выдвинуть сушу къ сѣверному полюсу, повернувъ сѣверныя ея части справа налѣво. Сѣверныя и южныя части материковыхъ гребней раздѣлены замѣчательнымъ поясомъ разлома (рис. 10, стр. 20). Поясъ этотъ проходитъ черезъ Вестъ-Индію, Средиземное море, Малайскій Архипелагъ. Вдоль этого пояса расположены значительныя океаническія глубины, глубокія внутреннія моря (Средиземное море); онъ характеризуется также интенсивной вулканической дѣятельностью. Другое такое кольцо огибаетъ Тихій океанъ, и его окружность также усѣяна рядомъ наиболѣе значительныхъ вулкановъ. Въ мѣстахъ пересѣченія этихъ двухъ поясовъ расположены настоящіе вулканическіе очаги (вулканы центральной Америки и вулканы Зондскихъ острововъ).

Въ противоположность материковому кольцу сѣвернаго полушарія можно указать водное кольцо, окружающее предполагаемый антарктическій материкъ. Отъ этого кольца выдаются къ сѣверу три рукава: Атлантическій, Тихій и Индійскій океаны.

Кромѣ этихъ главныхъ чертъ, можно указать еще и болѣе мелкія особенности, а именно: 1) у юго-восточныхъ береговъ материковъ находится островъ или группа острововъ: Мадагаскаръ, Цейлонъ,

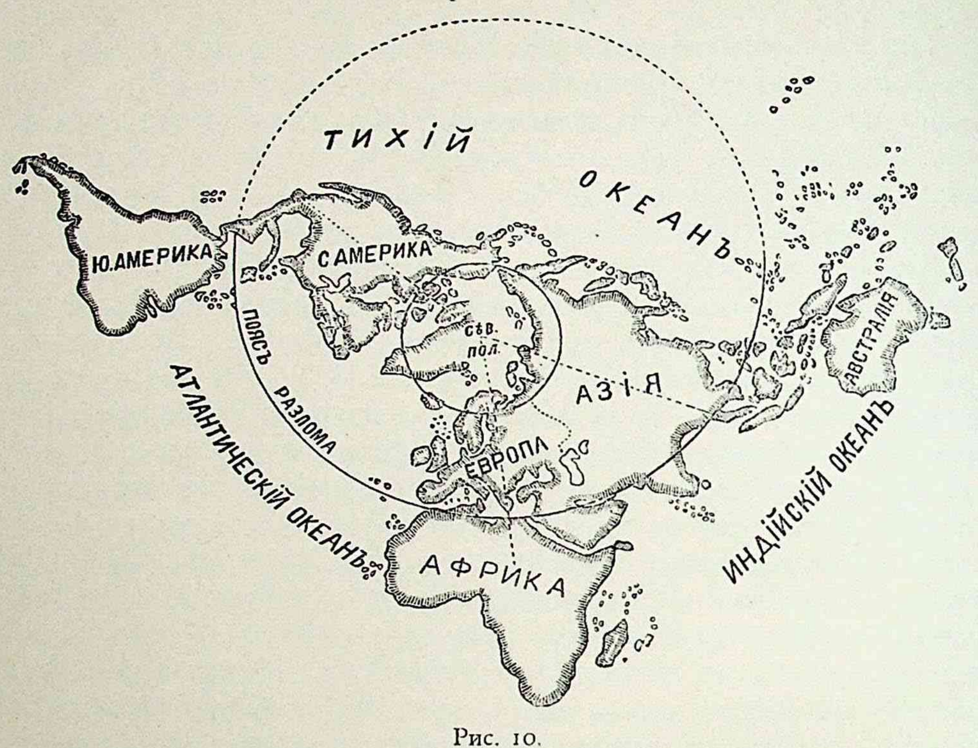


Рис. 10.

Зондскій архипелагъ, Вестъ-Индскіе острова, Огненная земля, Тасманія и др.; 2) съ западной стороны материковъ можно видѣть заливы, болѣе или менѣе глубоко вдающіеся въ сушу: Балтійское море, Средиземное, Гвинейскій заливъ; 3) Атлантическій океанъ представляетъ какъ бы огромную рѣку, ограниченную съ востока и запада почти параллельными берегами; даже подводный гребень, идущій посерединѣ этого океана, слѣдуетъ, какъ увидимъ далѣе, вдоль направленія береговъ Стараго и Новаго свѣта; 4) если снять съ глобуса изображеніе материковъ и, сохраняя ихъ относительное положеніе, расправить на плоскости такъ, чтобы они были возможно меньше деформированы, то увидимъ (рис. 11, стр. 21), что поясъ континентовъ расположенъ въ видѣ непрерывной линіи. Этотъ поясъ раздѣляетъ всѣ водныя поверхности на двѣ части: Тихій и Атлантическій океаны. Оба океана лишь въ двухъ мѣстахъ обладаютъ широкими и глубокими соединеніями. Побережья рѣзко отличаются другъ отъ друга. Побережье Тихаго океана весьма богато складчатыми горными кряжами, а Атлантическаго — сбросами. Направленіе береговъ Тихаго океана зависитъ отъ направленія горныхъ кряжей, а на противоположныхъ берегахъ эта зависимость

незамѣтна. Всѣ складчатые кряжи образуютъ основной стволъ съ развѣтвленіями съ правой стороны.

Океаны и ихъ протяженіе. Воды, омывающія материки и покрывающія три четверти всей земной поверхности, составляютъ *всемірный океанъ*. Части океана, болѣе или менѣе глубоко врѣзывающіяся въ сушу, называются *морями*. Существуетъ извѣстная классификація океановъ. Лондонское географическое общество установило общепринятую нынѣ номенклатуру частей океановъ: 1) Атлантическій, 2) Тихій, 3) Индійскій, 4) Арктическій и 5) Антарктическій. Установлены, вмѣстѣ съ тѣмъ, такъ называемыя, оффиціальныя границы океановъ:

Рис. 11.

1) Атлантическій — сѣверный и южный полярные круги, меридіаны мыса Горна и мыса Игольнаго.

2) Тихій — Беринговъ проливъ, южный полярный кругъ, меридіаны мыса Горна и южной оконечности Тасманіи.

3) Индійскій — южный полярный кругъ и меридіаны мыса Игольнаго и южной оконечности Тасманіи.

4) Арктическій — внутри сѣвернаго полярнаго круга.

5) Антарктическій — внутри южнаго полярнаго круга.

Но эта классификація имѣетъ характеръ искусственнаго построенія и не связана съ морфологическими особенностями океановъ и омываемой ими суши. Крюммель въ основу своей классификаціи кладетъ систему теченій и другія физическія данныя и, на этомъ основаніи, предлагаетъ раздѣлить моря на самостоятельныя и несамостоятельныя. Къ самостоятельнымъ онъ относитъ тѣ, которыя имѣютъ собственную систему теченій; таковы Атлантическій, Тихій и Индійскій океаны. Къ несамостоятельнымъ онъ относитъ тѣ, физическія свойства которыхъ зависятъ отъ океановъ, благодаря болѣе или менѣе широкому сообщенію съ послѣдними. Несамостоятельныя моря, въ свою очередь, подраздѣляются на внутреннія и окраинныя.

Если придерживаться офиціальныхъ границъ, то, по вычисленію Вагнера, протяженіе различныхъ океановъ, въ тысячахъ километровъ, выразится слѣдующими числами:

Тихій океанъ съ морями	175 464 тыс. кв км		1. 0
Атлантическій океанъ съ морями	90 136	» »	0.51
Индійскій » » »	74 175	» »	0.42
С.-Ледовитый » » »	12 796	» »	0.07
Ю.-Ледовитый » » »	12 930	» »	0.07(?)
	365 501	» »	

Расчлененіе береговой линіи. Весьма важное значеніе въ жизни народовъ, въ ихъ взаимныхъ отношеніяхъ, имѣетъ большее или меньшее развитіе береговой линіи. Развитіе или расчлененіе береговой линіи можно опредѣлить, вычисляя, сколько единицъ площади приходится на каждую единицу длины берега. Напримѣръ, если площадь выразить въ квадр. километрахъ, а береговую линію въ километрахъ длины, то на 1 километръ берега приходится квадр. километровъ площади:

въ Европѣ	89	въ С.-Америкѣ	407
» Азіи	763	» Ю.-Америкѣ	689
» Африкѣ	1420	» Австраліи	534

Нагель предложилъ другой способъ. Онъ сравниваетъ дѣйствительный обводъ даннаго материка съ обводомъ круга, имѣющаго ту же площадь. Пусть площадь материка равна F, а обводъ его u. Положимъ, что u_1 есть обводъ круга, площадь котораго равна F. Расчлененіемъ материка Нагель называетъ

$$E = \frac{u - u_1}{u} \cdot 100.$$

На основаніи этой формулы развитіе береговъ выразится:

Европа	73%	С.-Америка	65%
Азія	65	Ю.-Америка	33
Африка	28	Австралія	31

Изъ таблицы этой видно, что дѣйствительный обводъ Европы на 73% больше, чѣмъ обводъ круга, имѣющаго такую же площадь, какъ материкъ Европы. Наибольшею изрѣзанностью отличается береговая линія Европы, особенно берега Средиземнаго моря, этой колыбели цивилизаціи. Крюммель вноситъ небольшую поправку въ способъ Нагеля. Онъ предлагаетъ сравнивать обводъ материка съ обводомъ или основаніемъ шарового сегмента, имѣющаго поверхность, равную площади материка.

I.

Распространеніе и составъ атмосферы.

Метеорологическое распространеніе атмосферы. Относительно распространенія атмосферы возможны два воззрѣнія: 1) атмосфера наша, постепенно разрѣжаясь, на извѣстной высотѣ имѣетъ свой предѣлъ, и 2) междупланетное пространство выполнено веществомъ въ состояніи крайняго разрѣженія; вещество это у поверхности планетъ уплотняется, образуя болѣе или менѣе мощные слои атмосферы. На основаніи второго воззрѣнія, атмосфера не составляетъ исключительной принадлежности земного шара. Подобныя же газообразныя оболочки различной плотности окружаютъ также и другія небесныя тѣла. Оболочки эти принимаютъ участіе въ суточномъ и годовомъ движеніи планетъ. Но въ метеорологіи важно знать не *абсолютную* высоту атмосферы, а лишь *метеорологическое* ея распространеніе, т. е. высоту тѣхъ слоевъ, которые настолько плотны, что могутъ еще играть нѣкоторую роль въ физической жизни нашей планеты.

Высота облаковъ. Метеорологическія явленія, происходящія въ атмосферѣ, весьма разнообразны, и изученіе многихъ изъ нихъ можетъ дать способъ для опредѣленія высоты соотвѣтствующихъ ярусовъ атмосферы. Въ болѣе низкихъ слояхъ происходятъ постоянно процессы сгущенія паровъ и образованіе облаковъ. Въ основѣ разнообразныхъ способовъ опредѣленія *высоты* облаковъ лежитъ методъ засѣчекъ, простѣйшая идея котораго заключается въ слѣдующемъ. На ровной, по возможности горизонтальной, части земной поверхности *MN* проводятъ прямую линію *AB* — *основаніе* или *базисъ* — и тщательно ее измѣряютъ (рис. 12, стр. 24). Длина базиса зависитъ отъ высоты наблюдаемыхъ облаковъ. При опредѣленіи высоты низкихъ облаковъ длина базиса равна 1—2 *км*; при наблюденіи высокихъ облаковъ, длина эта должна быть увеличена до 3—4 *км*. Въ конечныхъ точкахъ *A* и *B* базиса два наблюдателя устанавливаютъ два теодолита и направляютъ оси трубъ на избранную, рѣзко выдающуюся, точку облака *K*, высота коей надъ поверхностью земли выразится длиною перпендикуляра *KO*. При этомъ

измѣряютъ 1) углы *KAO* и *KBO*, лежащіе въ вертикальной плоскости и 2) углы *OAB* и *OBA*, лежащіе въ горизонтальной плоскости. Рѣшая треугольникъ *AOB* по сторонѣ и двумъ прилежащимъ угламъ, мы вычислимъ стороны *AO* и *BO*; изъ треугольниковъ же *AKO* и *BKO* опредѣлимъ высоту *KO*. Примѣняя, съ соотвѣтствующими поправками, этотъ методъ, нашли, что, въ среднемъ, на высотѣ 2—3 *км* лежитъ нижній, а на высотѣ 4—6 *км*—средній ярусъ облаковъ; на высотѣ же 9 и болѣе *км* несутся верхнія, перистыя облака.

Красная заря 1883 года. Во второй половинѣ 1883 года наблюдали, на значительной части земной поверхности, явленіе *красной зари*. Вскорѣ послѣ заката солнца западная часть горизонта окрашивалась въ яркій пурпуровый цвѣтъ, напоминавшій зарево большого пожара. Въ дневные часы дискъ солнца, а въ ночные часы дискъ луны, получали голубоватый или зеленоватый оттѣнокъ. Явленіе это, очевидно, указывало на существованіе, на нѣкоторой высотѣ въ атмосферѣ, облака какой-то пыли, способной разсѣивать болѣе длинные лучи солнечнаго свѣта. При помощи простѣйшихъ наблюденій найдено, что это облако находилось на высотѣ около 50 *км*. Относительно природы его высказано было, въ свое время, нѣсколько

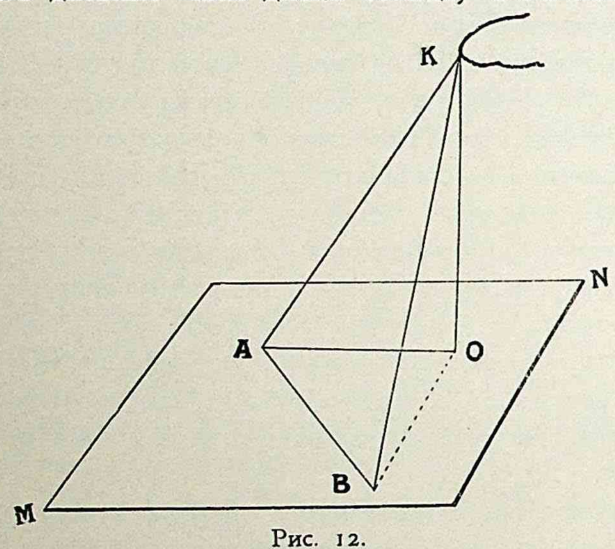


Рис. 12.

предположеній. По мнѣнію однихъ, облако это образовалось вслѣдствіе вторженія въ нашу атмосферу космическаго вещества въ состояніи крайняго распыленія; другіе разсматривали его, какъ скопленіе тончайшей ледяной пыли, образовавшейся въ высокихъ ярусахъ атмосферы. Но вопросъ былъ вполнѣ выясненъ, когда явленіе красной зари сопоставили съ вулканическимъ изверженіемъ Кракатау. Въ концѣ августа 1883 г. въ Зондскомъ проливѣ произошло одно изъ величайшихъ изверженій. Вулканъ Кракатау выбросилъ огромное количество вещества. Тончайшая вулканическая пыль достигла высоты 40—50 *км* и была подхвачена верхними теченіями атмосферы; мало-по-малу она окутала земной шаръ и произвела явленіе необыкновенной зари и окрашиваніе солнца и луны.

Съ января 1885 г., особенно въ мѣсяцы, близкіе къ солнцестояніямъ, на сѣверной сторонѣ горизонта, въ полуночные часы, можно

наблюдать такъ называемыя *серебристыя* облака. Въ сѣверномъ полушаріи онѣ видны отъ мая до конца іюня, въ южномъ — въ декабрѣ. Одновременные фотографическіе снимки изъ двухъ отдаленныхъ пунктовъ даютъ возможность опредѣлить ихъ высоту. Высота эта достигаетъ 80—90 *км*. Природа этихъ облаковъ остается неизвѣстной.

Методъ Альгацена. Еще въ XII в. арабскій ученый Альгаценъ предложилъ способъ опредѣленія высоты атмосферы, основанный на опредѣленіи продолжительности сумерекъ. Строго говоря, этотъ способъ даетъ возможность опредѣлить высоту того слоя атмосферы, который настолько плотенъ, что можетъ еще разсѣивать нѣкоторое количество свѣта. Пока солнце находится надъ горизонтомъ, мы получаемъ двоякаго рода свѣтъ: *непосредственный*, исходящій отъ солнечнаго диска, и свѣтъ, разсѣянный остальной частью небеснаго свода. Этотъ разсѣянный свѣтъ даетъ то, что мы называемъ *дневнымъ освѣщеніемъ* небеснаго свода. Пусть (рис. 13) AA — земная поверхность, MN — послѣдній слой атмосферы, способный еще разсѣивать нѣкоторое количество свѣта, HA — горизонтъ мѣста наблюденія, C — центръ земли. Когда солнце, опустившись подъ горизонтъ, находится въ точкѣ S, то лучи его продолжаютъ еще освѣщать нѣкоторую часть MN свода, находящагося надъ горизонтомъ, разсѣиваются имъ и даютъ явленіе *сумерекъ*. Величина сегмента, освѣщаемаго солнечными лучами, выходящими изъ-подъ горизонта, по мѣрѣ опусканія солнца, постепенно уменьшается, и, наконецъ, наступаетъ такой моментъ (рис. 14), когда послѣдній лучъ солнца SA, проведенный касательно къ земной поверхности, падаетъ въ точку M, т. е. въ точку пересѣченія небеснаго свода съ горизонтомъ. Весь сводъ, находящійся надъ головой наблюдателя, не получаетъ болѣе лучей путемъ однократнаго разсѣиванія. Въ это время наступаетъ конецъ сумерекъ. Пусть

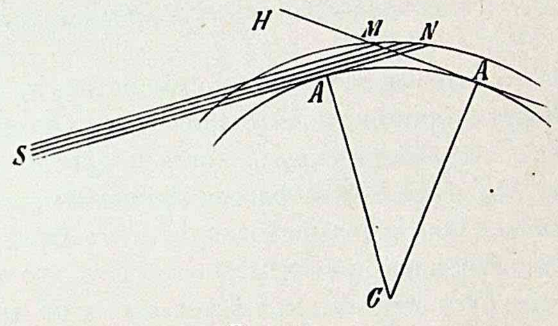


Рис. 13.

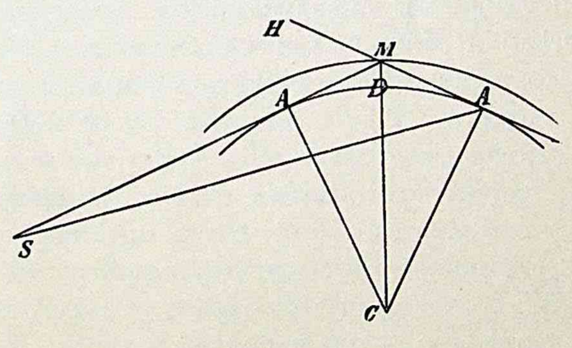


Рис. 14.

ADA — земная поверхность,

HA — горизонтъ мѣста наблюденія,

S — солнце въ моментъ окончанія сумерекъ,

SAM — солнечный лучъ, касательный къ землѣ и ударяющій въ точку горизонта *M*,

$SMH = \alpha$ — уголъ, на который солнце опустилось подъ горизонтъ къ моменту окончанія сумерекъ,

C — центръ земли,

$CA = CD = CA = R$ — радіусъ земли,

$DM = x$ — вертикальная высота слоя, способнаго еще разсѣивать лучи.

Очевидно, что $\alpha = \angle ACA = 2 \angle ACD$. Изъ треугольника *ACM* [1]):

$$R = (R + x) \cos ACD,$$

$$R = (R + x) \cos \frac{\alpha}{2}.$$

Изъ этого уравненія можно вычислить x, если только извѣстенъ уголъ α. Прежде принимали, что конецъ вечернихъ или начало утреннихъ сумерекъ наступаетъ тогда, когда α (уголъ депрессіи солнца) равенъ 18°. Но дальнѣйшія изслѣдованія показали, что величина этого угла измѣняется. Чѣмъ больше находится въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы свѣторазсѣивающихъ частицъ, тѣмъ уголъ α больше. Въ среднемъ, высота яруса атмосферы, дѣятельнаго еще въ явленіи сумерекъ, колеблется отъ 60 до 70 *км.*

Высота загоранія метеоритовъ. Всякій изъ насъ наблюдалъ явленіе такъ называемыхъ «падающихъ звѣздъ». Особенно обильны падающія звѣзды въ концѣ іюля и началѣ августа, а также въ ноябрѣ (персеиды и леониды). Междупланетное пространство прорѣзывается постоянно цѣлыми роями мелкихъ космическихъ тѣлецъ, несущихся съ огромными скоростями. Нѣкоторыя изъ этихъ тѣлецъ могутъ вторгаться въ нашу атмосферу. При вторженіи такого космическаго тѣльца со скоростью, доходящей до 70 *км* въ секунду, частицы воздуха, находящіяся на пути метеорита, нагрѣваются и даже накаливаются. Очевидно, что на тѣхъ высотахъ, гдѣ происходитъ загораніе, долженъ существовать воздухъ извѣстной, хотя бы минимальной, плотности. Многочисленныя наблюденія установили тотъ фактъ, что загораніе метеоритовъ возможно на высотѣ 100 — 200 и болѣе *км.*

Полярныя сіянія. Время отъ времени наблюдается на земной поверхности, особенно въ болѣе высокихъ широтахъ, величественное явленіе *полярныхъ сіяній.* Видоизмѣненный соотвѣтствующимъ образомъ способъ засѣчекъ даетъ возможность опредѣлить высоту, на которой

---

[1]) При всѣхъ вычисленіяхъ, приведенныхъ въ этой главѣ, мы не вводимъ поправокъ, зависящихъ отъ рефракціи, сферическаго вида земли и т. д.

происходитъ это явленіе. Найдено, что этотъ тихій разрядъ электричества можетъ происходить на высотѣ, достигающей 300—400 *км*.

Затменіе луны. Бёдикеръ во время луннаго затменія 28 января 1888 г. нашелъ, что уменьшеніе лучеиспусканія началось за 3 минуты до вступленія луны въ тѣнь земли, что указываетъ на существованіе земной атмосферы толщиною не менѣе 300 *км*.

Уменьшеніе плотности воздуха съ высотою. Существуетъ, какъ увидимъ далѣе, барометрическая формула, которая даетъ возможность вычислить давленіе, а, слѣдовательно, упругость и плотность воздуха на различныхъ высотахъ. Если законы Маріотта и Гэй-Люссака, лежащіе въ основѣ этой формулы, справедливы при всѣхъ давленіяхъ и температурахъ, то давленіе воздуха (p) на различныхъ высотахъ (h) измѣряется, въ миллиметрахъ ртутнаго столба, слѣдующими числами:

высота въ *км*	10	20	50	100
давленіе въ *мм* . . .	199.4	42.2	0.32	0.0012

Общіе результаты. Собирая въ одно цѣлое всѣ вышеизложенныя данныя, мы приходимъ къ слѣдующему общему заключенію относительно распространенія атмосферы. Въ нашей воздушной оболочкѣ, на высотѣ 2—3 *км* находится нижній, а на высотѣ 4—6 *км*—средній ярусъ облаковъ; на высотѣ 9 и болѣе *км* несутся верхнія перистыя облака; на высотѣ 50 *км* плавала пыль, изверженная въ 1883 г. вулканомъ Кракатау и произведшая памятное многимъ явленіе красной зари; на высотѣ 60—70 *км* находятся еще настолько плотные слои воздуха, что они въ состояніи разсѣивать лучи и производить явленіе сумерекъ; на высотѣ 80—90 *км* парятъ таинственныя серебристыя облака, на высотѣ 100—200 *км* можетъ происходить еще загораніе метеоритовъ; кольцо полярныхъ сіяній наблюдается на высотѣ 400 *км*. До высоты 5½ *км* находится уже половина всей массы атмосферы; выше 10 *км* остается только менѣе одной трети массы, а на высотѣ 100 *км* упругость воздуха можетъ уравновѣсить столбъ ртути высотою въ 0.0012 *мм*.

Процентное содержаніе основныхъ газовъ. Атмосферный воздухъ состоитъ изъ смѣси основныхъ газовъ: азота, кислорода, аргона (и тѣсно связанныхъ съ нимъ неона, ксенона, криптона и гелія), а также углекислоты и водяныхъ паровъ. Тщательные анализы воздуха показали также присутствіе озона, амміака, азотной кислоты и даже водорода. Наконецъ, въ атмосферѣ нашей суспендирована постоянно масса мельчайшей пыли разнообразнаго происхожденія. Анализы показали, что составъ воздуха, по отношенію къ основнымъ газамъ, отличается замѣчательнымъ постоянствомъ, независимо, конечно, отъ случайныхъ мѣстныхъ вліяній. Въ настоящее время принимаютъ, что воздухъ, освобожденный отъ углекислоты, водяныхъ паровъ и всѣхъ прочихъ примѣсей, имѣетъ слѣдующій составъ:

	По объему.	По вѣсу.
азотъ	78.06%	75.50%
кислородъ. . . .	21.00	23.20
аргонъ	0.94	1.30

Это постоянство состава имѣетъ мѣсто не только при переходѣ отъ одной части земной поверхности къ другой; оно сохраняется также и до высотъ, доступныхъ нашему измѣренію. Такъ, пробы воздуха, принесенныя автоматическимъ приборомъ Кальете, поднятымъ на шарѣ-зондѣ 18 февраля 1897 г. до высоты 15000 *м*, дали, по анализамъ Ледюка, слѣдующій результатъ:

	По объему.
азотъ	78.27%
кислородъ.	20.79
аргонъ	0.94

Постоянство состава воздуха по отношенію къ основнымъ газамъ (независимо отъ случайныхъ мѣстныхъ вліяній) можетъ быть объяснено, во-первыхъ, огромнымъ распространеніемъ атмосферы, во-вторыхъ, — процессами диффузіи газовъ и, наконецъ, перемѣшиваніемъ и обмѣномъ слоевъ вѣчно подвижной атмосферы. Нѣкоторые ученые пытались изслѣдовать ближе вопросъ о возможности колебаній въ количествѣ кислорода атмосферы въ зависимости отъ измѣненій метеорологическихъ факторовъ. Но вопросъ этотъ остается открытымъ.

Углекислота и другіе газы. Атмосферѣ нашей свойственно также присутствіе *углекислоты*, количество которой было подвержено, по всей вѣроятности, значительнымъ измѣненіямъ въ различныя геологическія эпохи. Въ настоящее время найдено, что воздухъ, вдали отъ мѣстъ возможныхъ новообразованій углекислоты (городовъ, фабрикъ, вулкановъ), содержитъ, среднимъ числомъ, 30.0 литровъ въ 100 *кб м* воздуха (0.03%).

Съ высотою, въ доступныхъ наблюденію предѣлахъ, количество углекислоты мало измѣняется. Воздухъ, принесенный съ высоты 15000 *м* (18 февраля 1897 г.), содержалъ углекислоты 0.033% (т. е. 33.0 *кб дм* въ 100 *кб м* воздуха). Это относительное постоянство въ содержаніи углекислоты даетъ намъ право заключить, что на земной поверхности и въ ея атмосферѣ существуетъ, своего рода, круговоротъ углекислоты. Углекислота, выдѣляющаяся и образующаяся въ одномъ мѣстѣ, потребляется или поглощается въ другомъ. Конечно, въ городахъ, закрытыхъ помѣщеніяхъ, особенно въ мѣстахъ скопленія людей, количество углекислоты поразительно возрастаетъ.

Главными источниками углекислоты въ атмосферѣ являются вулканическія изверженія, а также выдѣленія этого газа изъ почвы, атмо-

сфера которой весьма богата углекислотой; второстепенное значеніе имѣютъ процессы дыханія животныхъ, гніеніе органическихъ веществъ, сожиганіе горючихъ матеріаловъ, различныя химическія производства и т. п. Съ другой стороны, зеленыя части растеній, подъ дѣйствіемъ солнечныхъ лучей, разлагаютъ углекислоту воздуха, усваивая углеродъ и выдѣляя кислородъ. Но наиболѣе важнымъ регуляторомъ является, по Шлёзингу, океанъ, воды котораго поглощаютъ около 83% всей вновь образующейся углекислоты. Взаимодѣйствіемъ этихъ процессовъ поддерживается то равновѣсіе, которое выражается настоящимъ содержаніемъ углекислоты. Въ прежнія геологическія эпохи, когда на земной поверхности преобладали тѣ или другіе процессы, балансъ этотъ могъ нарушаться, и атмосфера наша получала избытокъ углекислоты или значительно очищалась отъ нея. Колебанія эти въ количествѣ углекислоты должны были неизбѣжно влiять на теплопрозрачность атмосферы и, слѣдовательно, отражаться косвенно въ измѣненіяхъ климата.

Такимъ образомъ, углекислота совершаетъ двойной круговоротъ: одинъ — при посредствѣ растительныхъ и животныхъ организмовъ (разложеніе углекислоты зелеными частями растеній, образованіе ея при процессѣ дыханія, горѣнія и гніенія); другой — путемъ процессовъ неорганическаго міра. Когда количество углекислоты въ воздухѣ надъ океанической поверхностью уменьшается, то разлагается двууглекислый кальцій морской воды; онъ отдаетъ половину своей углекислоты воздуху, а оставшійся, нерастворимый, падаетъ на дно. Въ свою очередь, находящаяся въ воздухѣ углекислота, поглощенная атмосферными осадками, приносится на земную поверхность, растворяетъ здѣсь углекислую известь, необходимую для образованія двууглекислаго кальція и, такимъ образомъ, опять рѣками возвращается морю. Между углекислотой, связанной въ двууглекислой извести морской воды, и углекислотой воздуха существуетъ равновѣсіе. Пониженіе температуры воды уменьшаетъ упругость связанной углекислоты океана, что влечетъ за собой уменьшеніе углекислоты воздуха. Болѣе низкая температура водъ океановъ южнаго полушарія объясняетъ уменьшеніе содержанія углекислоты въ этомъ полушаріи по отношенію къ сѣверному.

Количество углекислоты претерпѣваетъ извѣстныя колебанія во времени. Посреди суши замѣтны суточныя колебанія: въ дневные часы количество углекислоты меньше, чѣмъ въ ночные. Колебанія эти объясняются вышеуказанной жизнедѣятельностью растеній подъ вліяніемъ дневного свѣта. Если это объясненіе справедливо, то въ мѣстности, лишенной растительности, суточныя колебанія должны исчезать. И дѣйствительно, наблюденія, произведенныя на мысѣ Горнъ, посреди скалъ, дали для дневной и для ночной части сутокъ одинаковыя почти количества углекислоты.

Посреди океана суточныя колебанія въ количествѣ углекислоты имѣютъ обратный характеръ, т. е. максимумъ падаетъ на дневные часы, а минимумъ бываетъ ночью, что объясняется вліяніемъ температуры на выдѣленіе газа изъ морской воды.

Рядомъ съ основными составными частями воздуха въ атмосферѣ нашей находятся многіе другіе химическіе элементы и ихъ соединенія въ крайне незначительномъ количествѣ. Присутствіе нѣкоторыхъ изъ этихъ веществъ является результатомъ разнообразныхъ процессовъ, совершающихся на земной поверхности и въ атмосферѣ (гніеніе, горѣніе, грозовая дѣятельность, фабричныя производства, выходъ газовъ изъ почвы и вулкановъ и т. п.). Распыленныя, во время бурь, частицы морской воды уносятся въ атмосферу на значительное разстояніе; на пути онѣ испаряются, оставляя въ атмосферѣ различныя вещества, которыя были въ ней растворены. Такимъ образомъ, можетъ быть объяснено присутствіе въ воздухѣ брома, іода, хлористаго натрія. Среднее содержаніе озона въ 100 *кб м* воздуха въ Монсури равно 1.6 *мг*. Количество озона претерпѣваетъ отъ одного дня къ другому значительныя колебанія, достигая максимума въ лѣтніе мѣсяцы (1.9 *мг*) и минимума — въ зимніе (1.3 *мг*). Горный воздухъ содержитъ гораздо больше озона. Озонъ играетъ въ природѣ весьма важную роль вслѣдствіе своихъ сильно окислительныхъ свойствъ (горный и лѣсной воздухъ).

Изъ 18-тилѣтнихъ наблюденій въ обсерваторіи Монсури среднее содержаніе амміака составляетъ 2.0 *мг* въ 100 *кб м* воздуха (максимумъ 2.2 *мг* отъ іюня до октября и минимумъ 1.7 *мг* въ февралѣ). Въ центрѣ Парижа количество амміака больше (2.5 *мг*).

Подъ вліяніемъ грозовыхъ разрядовъ въ воздухѣ образуется незначительное количество азотной кислоты, которая уносится осадками на земную поверхность и доставляетъ почвѣ нѣкоторый запасъ азота.

Атмосферная пыль и пылемѣръ Айткена. Значительную роль въ физической жизни нашей планеты играетъ пыль, постоянно суспендированная въ атмосферѣ и образующая своего рода *пылевую атмосферу* значительной мощности. Присутствіе пыли въ атмосферѣ измѣняетъ ея прозрачность и разсѣивающую способность. Образуя легкій покровъ надъ земной поверхностью, она уменьшаетъ нѣсколько интенсивность дневныхъ нагрѣваній и ночныхъ охлажденій. Наконецъ, въ недавнее время явилось предположеніе, что пылинки необходимы для образованія дождя: каждая пылинка является ядромъ, около котораго начинается процессъ сгущенія паровъ. Высказана была даже мысль, что «безъ пыли нѣтъ осадковъ». Хотя это крайнее воззрѣніе не подтвердилось дальнѣйшими изслѣдованіями, тѣмъ не менѣе отсутствіе пыли значительно задерживаетъ процессъ сгущенія и, до нѣкоторой степени, можетъ удержать пары воды въ пересыщенномъ состояніи. Атмосферная

пыль образуется изъ мелкихъ обломковъ, неорганическихъ и органическихъ, поднятыхъ вѣтромъ (мелкія части породъ, составляющихъ земную кору, части растительныхъ и животныхъ организмовъ), вулканической пыли и организованныхъ тѣлъ (бактеріи, плѣсень). Наконецъ, нѣкоторые ученые допускаютъ возможность существованія пыли *космическаго* происхожденія, какъ результатъ распыленія метеоритовъ.

О количествѣ пыли въ атмосферѣ можно судить на основаніи наблюденій Тиссандье въ Парижѣ. Тиссандье выставлялъ въ тихія, безвѣтренныя ночи, въ слегка наклонномъ положеніи, листъ бумаги въ 1 *кв м*. По истеченіи 24 часовъ пыль осторожно собирали кисточкой, взвѣшивали и подвергали микроскопическому и химическому анализу. Изъ наблюденій найдено, что въ 1 *кб м* воздуха заключалось въ открытомъ полѣ слѣдующее вѣсовое количество пыли:

при нормальныхъ условіяхъ . . . . 0.00025 *г*
послѣ періода засухи . . . . 0.003 — 0.0045 »

Чтобы иллюстрировать найденные результаты, Тиссандье дѣлаетъ слѣдующій подсчетъ: въ слоѣ воздуха, отъ поверхности земли до высоты 5 *м*, надъ площадью Марсова поля въ Парижѣ (500 000 *кв м*), вѣсъ суспендированной пыли равенъ 15 *кг*.

Вопросъ объ изученіи атмосферной пыли сдѣлалъ значительные успѣхи послѣ того, какъ Айткенъ устроилъ приборъ, помощью котораго можно опредѣлить число пылинокъ, заключенныхъ въ извѣстномъ объемѣ воздуха. Принципъ прибора основанъ на томъ, что, при быстромъ расширеніи насыщеннаго парами воздуха, часть паровъ переходитъ въ жидкое состояніе; при этомъ находящіяся въ воздухѣ пылинки являются первоначальными ядрами осажденія паровъ. Допустимъ, что извѣстный объемъ воздуха, насыщеннаго парами и находящагося въ замкнутомъ сосудѣ *A* (рис. 15), подвергается многократно быстрымъ расширеніямъ при помощи насоса *P*; пылинки, на которыхъ осаждается влага, дѣлаются тяжелѣе и падаютъ внизъ. При повтореніи этой операціи, взятый нами объемъ воздуха, мало-по-малу почти совершенно очищается отъ пыли. Если теперь въ это пространство введемъ изслѣдуемый воздухъ, то, послѣ разрѣженія, опять образуются капли, которыя будутъ падать на дно сосуда. Остается только сосчитать число упавшихъ капель. Для этой цѣли дно сосуда представляетъ стеклянную

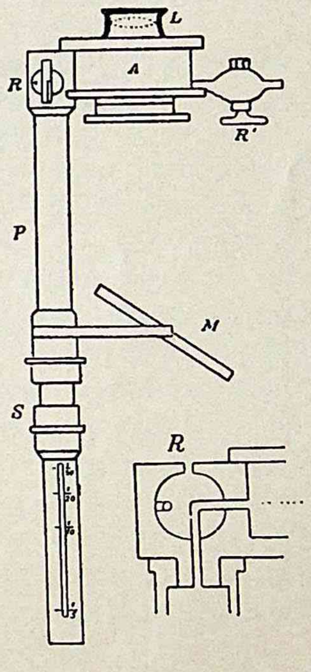


Рис. 15.

прозрачную пластинку, раздѣленную на квадратные миллиметры и освѣщенную снизу зеркаломъ *M*. Число капель дастъ число пылинокъ въ опредѣленномъ объемѣ воздуха. Въ послѣднее время при помощи прибора Айткена произведены уже многочисленныя наблюденія. Въ слѣдующей таблицѣ показано число пылинокъ въ каждомъ *кб см* воздуха:

въ открытомъ мѣстѣ послѣ ночного дождя	32 000
» » » » сухой, хорошей погоды. .	130 000
въ комнатѣ, съ двумя газовыми рожками, на высотѣ 1.2 *м* надъ поломъ	1 860 000
то же, но на разстояніи 1.2 *м* отъ потолка.	5 420 000
въ воздухѣ надъ пламенемъ бунзеновской горѣлки . .	30 000 000

Вообще, число пылинокъ увеличивается съ уменьшеніемъ относительной влажности и уменьшается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Воздухъ, находящійся надъ большими водными пространствами, въ значительной степени освобожденъ отъ пыли. Такъ, напр., на Бенъ-Невисъ (въ Шотландіи) Айткенъ нашелъ, что при вѣтрѣ, дующемъ съ Атлантическаго океана, число пылинокъ падаетъ до 72.

Кромѣ органическихъ и неорганическихъ обломковъ, въ атмосферѣ находится организованная пыль — бактеріи и плѣсневые грибки. Изъ 10-тилѣтнихъ наблюденій въ обсерваторіи Монсури въ Парижѣ среднее годовое число бактерій въ каждомъ кубическомъ метрѣ воздуха равно 7 290, а плѣсневыхъ грибковъ — 2 165. Количество организованной пыли быстро уменьшается при переходѣ къ океанамъ, а также къ полярнымъ странамъ.

Изъ сказаннаго видно, что пыль вообще образуетъ атмосферу, которая крайне неравномѣрно распредѣлена въ пространствѣ. Она сгущена надъ сушей и разрѣжена надъ океанами. Распредѣленіе надъ сушей, въ данный моментъ, находится въ зависимости отъ большей или меньшей сухости воздуха и отъ направленія вѣтра. Съ высотою плотность пылевой атмосферы убываетъ до верхнихъ предѣловъ ея распространенія, достигающихъ, по всей вѣроятности, высоты 5 000 *м*. Вся эта атмосфера пульсируетъ, подымаясь или опускаясь, вслѣдъ за повышеніемъ или пониженіемъ температуры и развитіемъ восходящихъ и нисходящихъ токовъ воздуха.

II.

Физическія свойства атмосферы.

Законъ Бойля-Маріотта и Гэ-Люссака. Основные газы, входящіе въ составъ атмосферы, подчиняются, какъ извѣстно, слѣдующимъ законамъ:

1) Законъ Бойля-Маріотта, по которому объемъ данной массы газа, при постоянной температурѣ, обратно пропорціоналенъ внѣшнему давленію (или упругость даннаго количества газа обратно пропорціональна его объему). Пусть v и v_t будутъ объемы газа при давленіяхъ p и p_1 и одной и той же температурѣ t. По закону Маріотта $p : p_1 = v_1 : v$, или $pv = p_1 v_1 =$ постоянной.

2) Законъ Гэ-Люссака. Коэффиціентъ расширенія газовъ, нагрѣваемыхъ при неизмѣнномъ внѣшнемъ давленіи, есть величина постоянная и притомъ для всѣхъ газовъ одна и та же, а именно

$$\alpha = \frac{1}{273} = 0.00366.$$

Возьмемъ единицу массы газа (1 *кг*) и обозначимъ его объемъ (удѣльный объемъ) черезъ v. Пусть при температурѣ 0^0 и нормальномъ давленіи p_0 объемъ того же газа будетъ v_0. Не измѣняя давленія, нагрѣемъ газъ до температуры t^0. На основаніи закона Гэ-Люссака

$$v_t = v_0 (1 + \alpha t),$$

$$\text{или} \quad v_0 = \frac{v_t}{1 + \alpha t}. \qquad (12)$$

Положимъ, что данная масса газа

при давленіи p_1 и температурѣ t_1 имѣетъ объемъ v_1,
» » p_2 » » t_2 » » v_2.

Приведемъ, на основаніи уравненія (12), объемы v_1 и v_2 къ температурѣ 0^0. Тогда

при давленіи p_1 и температурѣ 0^0 объемъ будетъ $\frac{v_1}{1+\alpha t_1}$,
» » p_2 » » 0^0 » » $\frac{v_2}{1+\alpha t_2}$.

Но, по закону Маріотта,

$$p_1 : p_2 = \frac{v_2}{1+\alpha t_2} : \frac{v_1}{1+\alpha t_1},$$

$$\frac{p_1 v_1}{1+\alpha t_1} = \frac{p_2 v_2}{1+\alpha t_2} = \text{постоянной.}$$

Обозначимъ черезъ v_0 удѣльный объемъ газа при температурѣ 0^0 и нормальномъ давленіи p_0; тогда

$$\frac{p_1 v_1}{1+\alpha t_1} = p_0 v_0,$$

$$\text{но} \quad \alpha = \frac{1}{273};$$

$$\text{слѣдоват.,} \quad p_1 v_1 = \frac{p_0 v_0}{273}(273 + t_1).$$

$$\text{Обозначая} \quad \frac{p_0 v_0}{273} = R \text{ и } 273 + t_1 = T_1,$$

получимъ

$$p_1 v_1 = R T_1,$$

или вообще: $pv = RT$, гдѣ T — абсолютная температура. (13)

Послѣднее уравненіе можно разсматривать, какъ аналитическое выраженіе законовъ Маріотта и Гэ-Люссака [1]).

Вѣсъ кубическаго метра воздуха. Воздушная оболочка давитъ на земную поверхность. Давленіе это измѣряется вѣсомъ столба ртути, поднятаго въ барометрѣ. Если высота ртути равна h *см*, то давленіе p, выраженное въ *г* на *кв см*, будетъ

$$p = h \,.\, 13.596,$$

гдѣ 13.596 есть удѣльный вѣсъ ртути.

Нормальнымъ давленіемъ считаютъ давленіе столба ртути въ 76 *см* высоты, взятаго на уровнѣ моря подъ 45^0 широты, гдѣ напряженіе тяжести равно g_{45}. Это давленіе равно $p_0 = 10\,333$ *кг* на *кв м*. При этихъ условіяхъ $v_0 = 0.7733$ *кб м*.

Нетрудно опредѣлить вѣсъ кубической единицы воздуха. Извѣстно, что, при температурѣ 0^0, нормальномъ давленіи p_0, на уровнѣ моря и подъ широтою 45^0, вѣсъ одного *кб м* сухого воздуха

$$G_0 = 1.29305 \text{ кг.}$$

Очевидно, что, на основаніи законовъ Маріотта и Гэ-Люссака, вѣсъ 1 *кб м* сухого воздуха при давленіи $p - e$, температурѣ t, подъ широтою φ и на высотѣ h, гдѣ напряженіе тяжести равно g, выражается формулой

$$G_1 = 1.29\,305 \cdot \frac{p - e}{10\,333} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \cdot \frac{g}{g_{45}}.$$

---

[1]) Замѣтимъ, что давленіе выражено здѣсь въ *кг* на *кв м*, объемъ въ *кб м*, (отнесенный къ единицѣ массы газа—удѣльный объемъ).

Если воздухъ влаженъ и упругость водяныхъ паровъ равна *e*, то, какъ будетъ доказано ниже, вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ 1 *кб м*,

$$G_2 = 1.29305 \frac{e}{10333} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \cdot \frac{g}{g_{45}} \cdot 0.622.$$

Вѣсъ 1 *кб м* влажнаго воздуха, упругость котораго *p*,

$$S = G_1 + G_2 = 1.29305 \frac{p}{10333} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right) \cdot \frac{g}{g_{45}}.$$

Но изъ ученія о напряженіи тяжести извѣстно:

$$\frac{g}{g_{45}} = (1 - 0.0026\, Cos 2\varphi)(1 - \beta h);$$

слѣдовательно,

$$S = \frac{p}{7991} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \cdot \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right)(1 - 0.0026\, Cos 2\varphi)(1 - \beta h). \quad (14)$$

Давленіе воздуха. Всей массой своей воздушная оболочка производитъ на поверхность земли извѣстное давленіе. Въ состояніи равновѣсія каждый слой находится подъ давленіемъ, равнымъ вѣсу всѣхъ слоевъ, расположенныхъ выше по вертикальному направленію. Давленіе это уравновѣшивается упругостью слоя; слѣдовательно, въ состояніи равновѣсія, давленіе и упругость воздуха равнозначны и равны вѣсу всѣхъ выше лежащихъ слоевъ. Это заключеніе справедливо для состоянія равновѣсія. Если воздухъ въ данномъ мѣстѣ быстро нагрѣвается, то упругость его увеличивается, и она можетъ быть, нѣкоторое время, больше вѣса выше лежащихъ слоевъ. Точно также, если въ извѣстномъ объемѣ происходитъ сгущеніе паровъ, упругость уменьшается на величину упругости сгустившихся паровъ. Но, вслѣдствіе крайней подвижности воздуха, эти разности весьма скоро уравниваются. Тѣмъ не менѣе, мы будемъ ближе къ истинѣ, если скажемъ, что наши приборы измѣряютъ, въ каждый данный моментъ, упругость того слоя, въ которомъ они помѣщены.

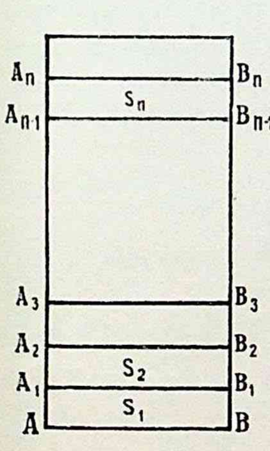


Рис. 16.

Барометрическая формула. Исходя изъ законовъ Маріотта и Гэ-Люссака, выведемъ формулу, выражающую измѣненіе давленія съ высотою. Изъ всей массы атмосферы вырѣжемъ мысленно вертикальный столбъ воздуха ABA_nB_n (рис. 16) отъ поверхности земли до крайнихъ предѣловъ атмосферы, основаніе котораго равно 1 *кв м*. Разсѣчемъ этотъ столбъ рядомъ горизонтальныхъ плоскостей, отстоящихъ другъ отъ друга на 1 *м*. Объемъ каждой изъ пластинокъ ABA_1B_1, $A_1B_1A_2B_2$ и т. д. равенъ одному *кб м*. Обозначимъ давленія воздуха на сѣченія *AB*,

A_1B_1, A_2B_2 и т. д. буквами p, p_1, p_2,..., а вѣсъ пластинокъ — S_1, S_2... Очевидно, давленіе воздуха на сѣченіе A_1B_1 будетъ меньше, чѣмъ на сѣченіе AB, на вѣсъ пластинки ABA_1B_1; давленіе на сѣченіе A_2B_2 еще уменьшится на вѣсъ пластинки $A_1B_1A_2B_2$ и т. д. Вообще, давленіе атмосферы, при переходѣ отъ одного сѣченія къ непосредственно слѣдующему, уменьшается на вѣсъ пройденнаго слоя, т. е.

$$\begin{aligned} p - p_1 &= S_1, \\ p_1 - p_2 &= S_2, \\ p_2 - p_3 &= S_3, \\ &\cdots\cdots \\ &\cdots\cdots \\ p_{n-1} - p_n &= S_n. \end{aligned} \tag{15}$$

Если бы вѣсъ всѣхъ пластинокъ былъ одинаковъ или измѣнялся по извѣстному простому закону, то нетрудно было бы опредѣлить давленіе на любой высотѣ. Въ дѣйствительности же, измѣненіе вѣса отдѣльныхъ пластинокъ довольно сложно и требуетъ вывода особой, такъ называемой *барометрической* формулы. Допустимъ, что взятый нами вертикальный столбъ воздуха имѣетъ одну и ту же температуру, равную нулю. Тогда, на основаніи закона Маріотта, вѣсъ каждой пластинки пропорціоналенъ давленію, подъ которымъ она находится, т. е.

$$\begin{aligned} S_1 &= kp_1, \\ S_2 &= kp_2, \\ &\cdots \\ S_n &= kp_n \end{aligned}$$

и вообще
$$S = kp. \tag{16}$$

Внося эти значенія въ уравненія (15), получимъ:

$$\begin{aligned} p &= p_1 + kp_1, & \qquad p &= p_1(1+k), \\ p_1 &= p_2 + kp_2, & p_1 &= p_2(1+k), \\ &\cdots\cdots & \text{или} \qquad &\cdots\cdots \\ &\cdots\cdots & &\cdots\cdots \\ p_{n-1} &= p_n + kp_n, & p_{n-1} &= p_n(1+k). \end{aligned}$$

Перемножая соотвѣтственно обѣ части этихъ уравненій, имѣемъ:

$$p \cdot p_1 \cdot p_2 \cdots p_{n-1} = p_1 p_2 \cdot p_3 \cdots p_{n-1} \cdot p_n \cdot (1+k)^n.$$

Произведемъ соотвѣтствующія сокращенія:

$$\frac{p}{p_n} = (1+k)^n.$$

Логариѳмируемъ обѣ части равенства:

$$\log \frac{p}{p_n} = n \log (1+k). \tag{17}$$

Во второй части замѣнимъ обыкновенный логариѳмъ натуральнымъ:

$$\log \frac{p}{p_n} = n\, Log(1+k)\, M, \qquad (18)$$

гдѣ M (модуль) = 0.43426. Въ началахъ высшаго анализа доказывается, что $Log(1+k)$, гдѣ k — небольшая правильная дробь, можно разложить въ строку

$$Log(1+k) = k - \frac{k^2}{2} + \frac{k^3}{3} - \ldots$$

Но, какъ увидимъ далѣе, коэффиціентъ k равенъ дѣйствительно весьма малой правильной дроби, а потому, безъ большой погрѣшности, можно ограничиться первымъ только членомъ:

$$\log \frac{p}{p_n} = nkM. \qquad (19)$$

Остается опредѣлить коэффиціентъ k. Для этого вспомнимъ, что вѣсъ *кб м* воздуха выражается слѣдующимъ образомъ (формула 14):

$$S = \frac{p}{7\,991} \cdot \frac{1}{1+\alpha t}\left(1 - 0.378\,\frac{e}{p}\right)(1 - 0.0026\, Cos 2\varphi)(1 - \beta h).$$

Сравнивая это уравненіе съ уравненіемъ (16), находимъ:

$$k = \frac{1}{7\,991} \cdot \frac{1}{1+\alpha t}\left(1-0.378\,\frac{e}{p}\right)(1-0.0026\, Cos 2\varphi)(1-\beta h).$$

Подставляя въ (19) и производя дѣйствія, получимъ:

$$n = 18\,401.2\,(1+\alpha t)\,\frac{1}{1-0.378\,\frac{e}{p}} \cdot \frac{1}{1-0.0026\, Cos 2\varphi} \cdot \frac{1}{1-\beta h}\,\log\frac{p}{p_n},$$

или:

$$n = 18\,401.2\,(1+0.00366t)\left(1+0.378\,\frac{e}{p}\right)(1+0.0026\, Cos 2\varphi)(1+\beta h)\log\frac{p}{p_n} \qquad (20)$$

Эта формула называется формулой *барометрическаго нивеллированія*. Въ этой формулѣ отношеніе давленій $\frac{p}{p_n}$, выраженныхъ въ *кг* на *кв м*, можно замѣнить отношеніемъ барометрическихъ высотъ, измѣренныхъ въ одинъ и тотъ же моментъ.

Барометрическая формула даетъ возможность рѣшить одну изъ трехъ задачъ:

1) зная давленіе, температуру и абсолютную влажность на верхней и нижней станціи, можно вычислить n, т. е. разность уровней двухъ станцій;

2) зная давленіе, температуру, абсолютную влажность на нижней станціи, а также законъ уменьшенія температуры и влажности съ высотою, можно вычислить давленіе воздуха на любой высотѣ;

3) зная давленіе, температуру и влажность на верхней станціи, высоту этой станціи и законъ измѣненія температуры и влажности съ высотою, можно опредѣлить давленіе на нижней станціи.

Изъ общей формулы видно, что для опредѣленія разности уровней двухъ станцій нужно знать величины t, $\frac{e}{p}$, φ, h, p и p_{n}. Количество t представляетъ среднюю температуру столба воздуха, заключеннаго между нижней и верхней станціей. Но если t_1 есть температура нижней, а t_n — температура верхней станціи, то, безъ значительной погрѣшности, можно вмѣсто t подставить среднее ариѳметическое

$$t = \frac{t_1 + t_n}{2}.$$

На томъ же основаніи

$$\frac{e}{p} = \frac{1}{2}\left(\frac{e_1}{p_1} + \frac{e_n}{p_n}\right)$$

и

$$\varphi = \frac{\varphi_1 + \varphi_n}{2}.$$

Такъ какъ $\beta = 0.000\,000\,196$, то произведеніе βh — весьма малая величина, и множитель $(1+\beta h)$ мало отличается отъ единицы, а потому, безъ большой погрѣшности, этимъ множителемъ можно пренебречь.

Таблицы Шарнгорста и Фоглера. Если разность высотъ не превышаетъ 500 — 600 *м*, то пользуются таблицами Шарнгорста. Въ этомъ случаѣ въ формулѣ можно отбросить множители, содержащіе φ, $\frac{e}{p}$, h и написать ее въ слѣдующемъ видѣ:

$$n = 18\,401.2\,(1+\alpha t)\,lg\left(\frac{p}{p_n}\right), \tag{21}$$

но такъ какъ у Шарнгорста результаты даются не въ метрахъ, а въ футахъ, то

$$n = 60\,463.4\,(1+\alpha t)\,lg\left(\frac{p}{p_n}\right). \tag{22}$$

Разложимъ эту формулу въ таблицы и для этой цѣли сдѣлаемъ въ ней нѣкоторыя преобразованія. Очевидно, что

$$lg\left(\frac{p}{p_n}\right) = lg\left(\frac{760}{p_n}\right) - lg\left(\frac{760}{p}\right);$$

подставивъ это выраженіе въ послѣднюю формулу, получимъ:

$$n = \left[60\,463.4\ lg\left(\frac{760}{p_n}\right) - 60463.4\ lg\left(\frac{760}{p}\right)\right].\ (1+\alpha t).$$

Обозначимъ уменьшаемое въ этомъ выраженіи черезъ H_n а вычитаемое черезъ H. Тогда формула приметъ такой видъ:

$$n = (H_n - H)(1+\alpha t),\ \text{или}\ n = (H_n - H) + (H_n - H).\alpha t. \qquad (23)$$

Шарнгорстъ, разъ навсегда, вычислилъ H_n и H, давая p_n всевозможныя значенія, такъ что по давленію p можно всегда найти H_n и H. Въ другой таблицѣ вычислены произведенія $(H_n - H)\alpha t$ для различныхъ температуръ [1]).

Фоглеръ составилъ особое графическое построеніе, при помощи котораго опредѣленіе разности высотъ сводится къ простому ариѳметическому дѣйствію вычитанія [2]).

Формула Бабине и ея приложенія. Напишемъ упрощенную формулу:

$$n = 18\,401.2\,(1+\alpha t)\ log\,\frac{p}{p_n}.$$

Но
$$log\frac{p}{p_n} = log\frac{2p}{2p_n} = log\frac{2p+p_n-p_n}{2p_n+p-p},$$

$$log\frac{p}{p_n} = log\frac{p+p_n+(p-p_n)}{p+p_n-(p-p_n)} = log\frac{1+\dfrac{p-p_n}{p+p_n}}{1-\dfrac{p-p_n}{p+p_n}}.$$

Переходя отъ обыкновенныхъ логариѳмовъ къ Неперовымъ, получаемъ:

$$log\frac{p}{p_n} = M\ Log\frac{1+\dfrac{p-p_n}{p+p_n}}{1-\dfrac{p-p_n}{p+p_n}},$$

$$\frac{1}{M}\,log\frac{p}{p_n} = Log\left(1+\frac{p-p_n}{p+p_n}\right) - Log\left(1-\frac{p-p_n}{p+p_n}\right).$$

Но извѣстно, что, если x — правильная дробь, то

$$Log(1+x) = x - \frac{x^2}{2} + \frac{x^3}{3} - \ldots,$$

$$Log(1-x) = -x - \frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{3} - \ldots;$$

или, пренебрегая высшими степенями x, имѣемъ:

$$Log(1+x) - Log(1-x) = 2x;$$

---

[1]) Шарнгорстъ. Таблицы для вычисленія высотъ. Спб. 1887.

[2]) Vogler. Graphische Barometertafeln. Braunschweig. 1880.

слѣдовательно,

$$\log \frac{p}{p_n} = 2M \frac{p - p_n}{p + p_n}.$$

$$n = 8\,000 \, \frac{2(p - p_n)}{p + p_n} (1 + \alpha t). \qquad (24)$$

Это упрощенная формула Бабине. По этой формулѣ рѣшимъ слѣдующій вопросъ: на какую высоту нужно подняться, чтобы давленіе упало на 1 *мм*. Число, показывающее, на сколько метровъ нужно подняться, чтобы давленіе упало на 1 *мм*, называется *барометрической ступенью*. Каково должно быть n, чтобы $p - p_n = 1$ *мм*? Если $p - p_n = 1$, то, безъ значительной погрѣшности, можно принять, что въ этомъ случаѣ $p + p_n = 2p$, а, слѣдовательно,

$$n = \frac{2.8000(1 + \alpha t)}{2p} = \frac{8\,000(1 + \alpha t)}{p}.$$

По этой формулѣ можно вычислить величину барометрической ступени при 0° и различныхъ давленіяхъ:

давленіе (въ *мм*)	760	700	600	500
ступень (въ *м*)	10.5	11.4	13.3	16.0

Въ нижнихъ слояхъ атмосферы, при нормальномъ давленіи и температурѣ 0°, на каждые 10.5 *м* поднятія давленіе падаетъ на 1 *мм*. При повышеніи температуры ступень нужно умножить на $(1 + \alpha t) = (1 + 0.004t)$, т. е. на каждый градусъ температуры барометрическая ступень возрастаетъ на 0.4%. Эти числа даютъ возможность опредѣлить разность высотъ безъ всякихъ формулъ. Возьмемъ какой нибудь частный примѣръ. Средняя температура равна $(20° + 10°) : 2 = 15°$, среднее давленіе $(752 + 698) : 2 = 725$ *мм*. По послѣдней формулѣ, считая $t = 0°$, находимъ: $n = 8\,000 : 725 = 11.03$; но такъ какъ температура равна не 0°, а 15°, то ступень возрастаетъ на 0.4% на каждый градусъ, т. е. на $11.03 \times 15 \times 0.004 = 0.66$. Вотъ сколько нужно прибавить, чтобы получить истинную барометрическую ступень: $11.03 + 0.66 = 11.69$ *м*. Но разность давленій равна $752 - 698 = 54$ *мм*; слѣдовательно, разность высотъ составитъ $11.69 \times 54 = 631$ *м*.

Приведеніе давленія къ уровню моря. Положимъ, что средняя годовая высота давленія въ Одессѣ равна 756.8 *мм*. Спрашивается, какова была бы высота барометра на уровнѣ моря? Эту задачу можно рѣшить безъ всякихъ таблицъ. Прежде всего находятъ приближенную высоту барометра на уровнѣ моря. Для этого коэффиціентъ 8000 дѣлимъ на 756.8; въ частномъ получимъ 10.57 *м*. Значитъ, при пониженіи на 10.57 *м* барометръ повышается на 1 *мм*. Но высота Одессы надъ уровнемъ моря равна 50 *м*; слѣдовательно, барометръ повысится на $50 : 10.57 = 4.7$ *мм*. Итакъ, чтобы знать приблизительную высоту баро-

метра на уровнѣ моря, нужно къ числу 756.8 прибавить 4.7; получимъ 761.5 *мм*. Теперь мы имѣемъ уже давленіе на верхней и нижней станціяхъ. Для дальнѣйшаго хода вычисленій нужно найти среднее ариѳметическое этихъ давленій: (761.5 + 756.8) : 2 = 759.2 *мм*. Зная исправленное среднее давленіе столба атмосферы, мы должны точнѣе найти величину барометрической ступени. Она равна: 8000 : 759.2 = 10.54. Но это при $t = 0°$, а при всякой иной температурѣ барометрическая ступень увеличивается на 0.4% на каждый градусъ. Средняя годовая температура Одессы = 10°. Поправка барометрической ступени на температуру равна $10.54 \times 0.004 \times 10 = 0.42$. Итакъ, истинная величина барометрической ступени равна 10.54 + 0.42 = 10.96. Но высота Одессы равна 50 *м*; значитъ, истинное повышеніе барометра равняется 50 : 10.96 = 4.5 *мм*, а давленіе на уровнѣ моря должно быть равно 756.8 + 4.5 = 761.3 *мм*.

Законъ Дальтона и его слѣдствія. Законъ Дальтона, какъ извѣстно, заключается въ томъ, что давленіе смѣси нѣсколькихъ газовъ, химически не дѣйствующихъ другъ на друга, равно суммѣ давленій ея составныхъ частей, т. е. тѣхъ давленій, которыя каждый изъ газовъ обнаружилъ бы, если бы онъ одинъ наполнялъ объемъ, занимаемый смѣсью. Или короче говоря: при смѣшеніи нѣсколькихъ газовъ въ извѣстномъ объемѣ каждый газъ стремится распространиться такъ, какъ будто ему былъ предоставленъ весь объемъ. Присутствіе другихъ газовъ только замедляетъ полное смѣшеніе, но на окончательное состояніе смѣси не имѣетъ вліянія. Давленія отдѣльныхъ газовъ, составляющихъ смѣсь, называются ***парціальными давленіями***. Пусть первоначальные объемы газовъ, при одинаковой температурѣ t, равны $v_1, v_2, v_3, \ldots$, а соотвѣтственныя давленія $p_1, p_2, p_3, \ldots$; эти газы смѣшаны при той же температурѣ въ объемѣ V; тогда парціальныя давленія будутъ

$$P_1 = \frac{p_1 v_1}{V}, \qquad P_2 = \frac{p_2 v_2}{V}, \ldots$$

По закону Дальтона, давленіе смѣси

$$P = P_1 + P_2 + P_3 + \cdots$$

$$P = \frac{p_1 v_1}{V} + \frac{p_2 v_2}{V} + \cdots,$$

или $$PV = \Sigma pv. \qquad (25)$$

Законъ Дальтона пытались примѣнить къ атмосферѣ. Съ точки зрѣнія этого закона, атмосферу нашу можно разсматривать, какъ составленную изъ ряда самостоятельныхъ атмосферъ кислорода, азота, аргона и т. д., наложенныхъ одна на другую. Общее давленіе атмосферы, измѣряемое барометромъ, должно равняться суммѣ парціальныхъ

давленій атмосферъ кислорода, азота и проч. Упругость каждой изъ этихъ атмосферъ у земной поверхности измѣряется вѣсомъ всей толщи соотвѣтствующей атмосферы. Но дѣло въ томъ, что законъ Дальтона опредѣляетъ собою *окончательное* состояніе смѣси и не имѣетъ мѣста для ея переходныхъ, или промежуточныхъ состояній. Законъ этотъ можетъ быть примѣненъ лишь къ атмосферамъ, вполнѣ установившимся, въ которыхъ нѣтъ прихода или расхода составляющихъ эту атмосферу газовъ. Мы видѣли, что количество основныхъ газовъ въ нашей атмосферѣ дѣйствительно отличается значительнымъ постоянствомъ. Между тѣмъ количество водяныхъ паровъ измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ; въ виду этого законъ Дальтона ни въ какомъ случаѣ не можетъ быть примѣненъ къ водянымъ парамъ, и водяные пары не могутъ образовать самостоятельной атмосферы; фактъ существованія максимума упругости паровъ для каждой данной температуры кладетъ границу для подобнаго распространенія. Упругость водяныхъ паровъ, измѣряемая нашими гигрометрами, не выражаетъ, поэтому, давленія всей толщи паровъ, а имѣетъ лишь мѣстное значеніе.

Высота однородной атмосферы. Допустимъ, что атмосфера, сохраняя нормальное давленіе, имѣетъ во всей своей толщѣ однородное строеніе и одинаковую температуру 0^0. Высоту такой фиктивной атмосферы называютъ высотою однородной атмосферы. Высота эта получится, если мы величину общаго давленія (10333) раздѣлимъ на вѣсъ 1 *кб м* газа. Для воздуха высота однородной атмосферы равна 7991 *м*.

Теплоемкость воздуха при постоянномъ давленіи и постоянномъ объемѣ. Положимъ, что въ цилиндрѣ $ABCD$, основаніе котораго $CD = 1$ *кв м* (рис. 17), подъ давленіемъ p_0 и при температурѣ 0^0, находится 1 *кг* воздуха, занимающій объемъ v_0. Сообщимъ ему извнѣ столько тепла, чтобы температура газа увеличилась на 1^0. Это нагрѣваніе газа можно вести двумя путями:

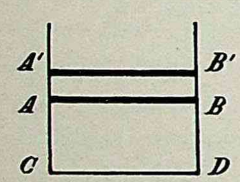


Рис. 17.

a) Во все время процесса давленіе можетъ оставаться постояннымъ; въ этомъ случаѣ часть сообщеннаго тепла пойдетъ на нагрѣваніе газа (на 1^0), а другая — на его расширеніе (поднятіе поршня на нѣкоторую высоту), т. е. на внѣшнюю механическую работу. Пусть общее количество тепла, потраченное въ этомъ случаѣ, равно C_p. Это число C_p, называется теплоемкостью газа при *постоянномъ* давленіи.

b) Но нагрѣваніе газа можно вести другимъ путемъ. Во все время процесса нагрѣванія мы можемъ придерживать поршень, и газъ будетъ сохранять постоянный объемъ. Положимъ, что количество тепла, необходимое въ этомъ случаѣ на нагрѣваніе газа на 1^0, равно C_v. Очевидно, что $C_p > C_v$ на величину тепла, употребленнаго на внѣшнюю

работу, произведенную газомъ при нагрѣваніи его на 1^0 при постоянномъ давленіи. Пусть эта работа равна P; слѣдовательно,

$$C_p - C_v = AP, \tag{26}$$

гдѣ A есть тепловой коэффиціентъ единицы работы $\left(\frac{1}{425}\right)$. Опредѣлимъ величину этой работы. Положимъ, что, при нагрѣваніи газа на 1^0, поршень AB подымется на высоту $BB' = x$; слѣдовательно, внѣшняя работа, произведенная при этомъ,

$$P = p_0 x = p_0 x.\ 1.$$

Но $x.1 = \Delta v_0$, т. е. приращенію первоначальнаго объема газа. По закону Гей-Люссака

$$\Delta v_0 = \frac{1}{273} v_0;$$

поэтому

$$P = p_0 \frac{v_0}{273}.$$

Но

$$\frac{p_0 v_0}{273} = R,$$

слѣдовательно,

$$R = P$$

и $$C_p - C_v = AR.$$

Основное уравненіе механической теоріи тепла. Положимъ, что мы имѣемъ въ цилиндрѣ 1 *кг* воздуха, занимающій объемъ v, при давленіи p и температурѣ t. Сообщимъ ему нѣкоторое, весьма малое, количество тепла ΔQ. Часть этого тепла пойдетъ на нагрѣваніе газа, а другая на внѣшнюю работу, т. е. на его расширеніе. Вслѣдствіе этого, объемъ газа перейдетъ въ $v + \Delta v$, давленіе въ $p + \Delta p$, а температура въ $t + \Delta t$. Дадимъ прежде газу нагрѣться на Δt, придерживая поршень, т. е. при постоянномъ объемѣ; для этого потребуется тепла $C_v \Delta t$; затѣмъ предоставимъ газу свободно расшириться; для того, чтобы поддержать его при прежней температурѣ $(t + \Delta t)$, необходимо сообщить ему количество тепла $Ap\Delta v$, эквивалентное произведенной газомъ внѣшней работѣ. Очевидно, что

$$\Delta Q = C_v \Delta t + Ap\Delta v. \tag{27}$$

По закону Маріотта и Гей-Люссака:

$$pv = R(273 + t).$$

Но, вслѣдствіе сообщенія тепла ΔQ, объемъ газа v перешелъ въ $v+\Delta v$, p перешло въ $p+\Delta p$, t — въ $t+\Delta t$; слѣдовательно, для этого новаго состоянія нашего газа, имѣемъ:

$$(p+\Delta p)(v+\Delta v)=R(273+t+\Delta t)$$

или $$pv+p\Delta v+v\Delta p+\Delta p\Delta v=R(273+t)+R\Delta t.$$

Пренебрегая произведеніемъ двухъ, весьма малыхъ, величинъ $\Delta p\Delta v$ получаемъ:

$$p\Delta v+v\Delta p=R\Delta t,$$

$$p\Delta v=R\Delta t-v\Delta p.$$

Вставляя въ уравненіе (27), имѣемъ:

$$\Delta Q=C_v\,\Delta t+AR\Delta t-Av\Delta p,$$

$$\Delta Q=(C_v+AR)\,\Delta t-Av\Delta p,$$

но $$C_v+AR=C_p\,,$$

слѣдовательно, $$\Delta Q=C_p\,\Delta t-Av\Delta p. \qquad (28)$$

Восходящіе и нисходящіе токи. Въ атмосферѣ часто совершаются процессы, при которыхъ происходятъ измѣненія состоянія газа безъ притока извнѣ и безъ отдачи тепла; такіе процессы называются *адіабатическими*. При адіабатическомъ процессѣ $\Delta Q=0$ и, слѣдовательно,

$$\frac{\Delta t}{\Delta p}=\frac{Av}{C_p}\,. \qquad (29)$$

Если же, при измѣненіяхъ состоянія газа, внутри его происходятъ процессы, сопровождающіеся выдѣленіемъ тепла (напр., сгущеніе паровъ), то въ этомъ случаѣ примѣняется уравненіе (28). Уравненія (28) и (29) находятъ себѣ широкое примѣненіе въ теоріи восходящихъ и нисходящихъ токовъ. Представимъ себѣ, что въ атмосферѣ, вслѣдствіе какихъ-нибудь причинъ, образуются *восходящія* или *нисходящія* теченія. Если масса восходитъ, то она, расширяясь, преодолѣваетъ внѣшнія давленія, т. е. производитъ нѣкоторую внѣшнюю работу. Если это восхожденіе совершается безъ отдачи и безъ полученія тепла извнѣ (адіабатически), то на эту работу затрачивается собственная энергія поднимающагося воздуха, вслѣдствіе чего восходящая масса воздуха охлаждается. Постараемся примѣнить уравненіе (29) къ случаю восходящаго теченія сухого воздуха. Положимъ, что 1 *кг* воздуха находится на нѣкоторой высотѣ h надъ земной поверхностью при температурѣ t и давленіи p; плотность его равна ρ. Вслѣдствіе образовавшагося восходящаго теченія эта масса поднялась на высоту Δh, гдѣ давленіе перешло въ $p-\Delta p$, а температура въ $t-\Delta t$. Очевидно, что

давленіе уменьшилось на вѣсъ столбика воздуха, основаніе котораго равно единицѣ, а высота Δh; слѣдовательно,

$$\Delta p = -\rho \Delta h\ ^{1)}.$$

Но $$\rho = \frac{1}{v}.$$

Слѣдовательно,

$$\Delta p = -\frac{1}{v}\Delta h.$$

Вставляя въ (29), получимъ:

$$\frac{\Delta t}{\Delta h} = -\frac{A}{C_p}, \qquad (30)$$

или $$\frac{\Delta t}{\Delta h} = -0^0.00997 \text{ (приблизительно } 0^0.01). \qquad (31)$$

Но $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ есть измѣненіе температуры при увеличеніи высоты на 1 *м*. Такимъ образомъ, физическій смыслъ уравненія (31) слѣдующій: восходящій токъ сухого воздуха *охлаждается* на 0.01^0 на каждый *м* поднятія или на 1^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго восхожденія. Изъ той же формулы видно, что при ***нисходящемъ*** теченіи массы воздуха *нагрѣваются* на 1^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго паденія.

До сихъ поръ мы разсматривали восходящія теченія сухого воздуха. Если мы имѣемъ дѣло съ восходящимъ токомъ влажнаго воздуха, *ненасыщеннаго* парами, то найденный законъ остается приблизительно безъ измѣненія; нужно только въ формулѣ (30) вмѣсто C_p подставить теплоемкость влажнаго воздуха, мало отличающуюся отъ теплоемкости сухого воздуха. Легко доказать, что восходящій влажный ненасыщенный воздухъ, также охлаждаясь, постепенно приближается къ состоянію насыщенія. Но, если въ восходящемъ токѣ влажность увеличивается, то наступаетъ, наконецъ, моментъ, когда пары достигаютъ насыщенія. При дальнѣйшемъ поднятіи потеря внутренняго тепла на внѣшнюю работу, а, слѣдовательно, и охлажденіе восходящей массы продолжается. Вслѣдствіе этого часть паровъ переходитъ въ жидкое состояніе, выдѣляя скрытое тепло. Тепло это компенсируетъ частью потерю собственнаго тепла восходящей массы, а потому дальнѣйшее охлажденіе должно идти медленнѣе. Спрашивается, по какому закону должно происходить пониженіе температуры въ восходящемъ потокѣ влажнаго насыщеннаго парами воздуха?

---

[1]) Знакъ — поставленъ потому, что при *увеличеніи* высоты h давленіе p *уменьшается*.

Возьмемъ массу воздуха, насыщеннаго парами; положимъ, что вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ 1 *кг* воздуха, будетъ q; допустимъ далѣе, что, при поднятіи на высоту Δh, нѣкоторое, весьма малое, количество паровъ Δq обратилось въ жидкое состояніе. Если скрытое тепло испаренія обозначимъ черезъ r, то выдѣлившееся тепло выразится произведеніемъ $r\Delta q$. Это тепло прибавится алгебраически къ тому, которое мы сообщаемъ нашему газу, а, слѣдовательно, уравненіе (28) приметъ слѣдующій видъ:

$$\Delta Q - r\Delta q = C_p \Delta t - Av\Delta p,$$

или, при адіабатическомъ процессѣ,

$$r\Delta q + C_p \Delta t - Av\Delta p = 0. \tag{32}$$

Но, приблизительно,

$$q = 0.622 \frac{E}{p},$$

$$pq = 0.622\, E. \tag{33}$$

При поднятіи массы воздуха на высоту Δh, p переходитъ въ $p - \Delta p$, q въ $q - \Delta q$, E въ $E - \Delta E$, а потому уравненіе (33), для новаго состоянія, принимаетъ видъ:

$$(p - \Delta p)(q - \Delta q) = 0.622\,(E - \Delta E),$$

$$pq - p\Delta q - q\Delta p + \Delta p \Delta q = 0.622\, E - 0.622\, \Delta E; \tag{34}$$

вычитая (33) изъ (34) и отбрасывая $\Delta p \Delta q$, получаемъ:

$$p\Delta q + q\Delta p = 0.622\, \Delta E,$$

откуда:

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{0.622\, \Delta E}{pq} - \frac{\Delta p}{p},$$

но, $pq = 0.622 E$;

слѣдовательно,

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{\Delta E}{E} - \frac{\Delta p}{p}. \tag{35}$$

Кромѣ того, мы уже раньше нашли, что

$$\Delta p = -\rho \Delta h. \tag{36}$$

Вставляя (35) и (36) въ уравненіе (32), имѣемъ:

$$rq \frac{\Delta E}{E} + C_p \Delta t + rq \frac{\rho \Delta h}{p} + A\Delta h = 0.$$

Умножая и дѣля первый членъ на Δt, получимъ:

$$\left(C_p + \frac{rq}{E}\frac{\Delta E}{\Delta t}\right)\Delta t + \left(rq\frac{\rho}{p} + A\right)\Delta h = 0,$$

откуда

$$\frac{\Delta t}{\Delta h} = -\frac{rq\frac{\rho}{p} + A}{C_p + \frac{rq}{E}\frac{\Delta E}{\Delta t}}. \tag{37}$$

Первая часть уравненія выражаетъ измѣненіе температуры при измѣненіи высоты на 1 *м*. Во второй части величины r, q, ρ, p, C_p, A, E суть абсолютныя числа; $\frac{\Delta E}{\Delta t}$ выражаетъ приращеніе упругости насыщенныхъ водяныхъ паровъ при увеличеніи температуры на 1^0. Величина эта можетъ быть найдена изъ эмпирической формулы, выражающей законъ увеличенія упругости насыщенныхъ водяныхъ паровъ съ возрастаніемъ температуры (напримѣръ, изъ формулы Магнуса). Изъ формулы видно, что для $\frac{\Delta t}{\Delta h}$, при увеличеніи h, получается величина отрицательная, т. е. температура, въ восходящемъ токѣ влажнаго насыщеннаго парами воздуха, также понижается. Но степень этого пониженія различна при различныхъ первоначальныхъ значеніяхъ давленія p и температуры t. Формула эта разложена въ нижеслѣдующую таблицу въ которой дано пониженіе температуры на каждые 100 *м* вертикальнаго поднятія при различныхъ начальныхъ температурахъ и различныхъ давленіяхъ.

Начальное давленіе въ *мм*	НАЧАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА									Приблизительная высота въ *м*
	-10^0	-5^0	0^0	5^0	10^0	15^0	20^0	25^0	30^0	
760	0.76	0.69	0.63	0.60	0.54	0.49	0.45	0.41	0.38	0
700	0.74	0.68	0.62	0.59	0.53	0.48	0.44	0.40	0.37	680
600	0.71	0.65	0.58	0.55	0.49	0.44	0.40	0.37	—	1 910
500	0.68	0.62	0.55	0.52	0.46	0.41	0.38	—	—	3 360
400	0.63	0.57	0.50	0.47	0.42	0.38	—	—	—	5 150
300	0.57	0.51	0.44	0.42	—	—	—	—	—	7 430
200	0.49	0.43	0.38	—	—	—	—	—	—	10 670

Если воздухъ достигъ извѣстной высоты и затѣмъ начинаетъ опускаться, то температура *повышается* приблизительно на 1^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго паденія.

Фёнъ. Въ природѣ постоянно совершаются восходящіе и нисходящіе токи воздуха. Представимъ себѣ, что, вслѣдствіе какой-нибудь причины, насыщенная масса воздуха, имѣющая температуру 10^0 и давленіе 760 *мм*, восходитъ до высоты 3 000 *м*. Изъ таблицы видно, что въ этомъ случаѣ температура падаетъ на 0.54^0 на каждые 100 *м* поднятія. Но на высотѣ 3 000 *м* приблизительное давленіе равно 500 *мм*, а при этомъ давленіи паденіе температуры равно 0.46^0. Можно допустить, что истинное паденіе равно

$$\frac{0.54 + 0.46}{2} = 0^0.50.$$

При поднятіи на 3 000 *м* температура понизится на $0.50 \times 30 = 15^0$. Слѣд., массы воздуха достигнутъ высоты 3 000 *м* съ температурой $10^0 - 15^0 = -5^0$; при этомъ бóльшая часть паровъ придетъ въ состояніе насыщенія и выдѣлится въ формѣ тумана, дождя или снѣга. Количество паровъ, на высотѣ 3 000 *м*, не можетъ превышать 4.84 *г* въ каждомъ *кб м* воздуха. Съ этого момента наступаетъ нисходящій токъ, въ которомъ температура будетъ подыматься на 1^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго паденія. Опустившись до прежняго уровня, воздухъ будетъ имѣть температуру $-5^0 + 30^0 = 25^0$. Содержаніе паровъ останется безъ измѣненія, т. е. 4.84 *г* въ 1 *кб м*. Относительная влажность при температурѣ 25^0 выразится числомъ $\frac{4.84}{22.80}\,100 = 21\%$. Такимъ образомъ, воздухъ, насыщенный парами и имѣвшій температуру 10^0, совершивъ полный циклъ поднятія до 3 000 *м* и паденія до прежняго уровня, пріобрѣтетъ температуру 25^0 и относительную влажность 21%. Въ природѣ подобное явленіе происходитъ въ большомъ масштабѣ и извѣстно подъ именемъ *фёна*. Представимъ себѣ, что на пути вѣтра, насыщеннаго влагой, находится своего рода барьеръ въ формѣ горной цѣпи или горной возвышенности. Массы воздуха поднимаются вдоль склоновъ, на которыхъ теряютъ свою влагу, постепенно охлаждаясь. Затѣмъ онѣ достигаютъ гребня и падаютъ въ долины въ формѣ теплаго и сухого вѣтра. Для развитія фёна требуется также и извѣстное распредѣленіе давленія, о чемъ будетъ сказано ниже. Явленіе фёна наблюдаютъ въ долинахъ Альпъ, Кавказа, Пиренеевъ, южной части Новой Зеландіи и др. Приведемъ здѣсь весьма интересныя наблюденія, произведенныя въ 1 часъ дня во Владикавказѣ во время фёна въ 1879 году:

	Температура	Относит. влажность	Направл. и сила вѣтра
30 ноября	8.8°	70%	N_1
1 декабря . . .	8.2	83	S_2
2 » . . .	20.2	30	S_5 (фёнъ)
3 » . . .	13.6	62	NE_{12}
4 » . . .	—0.7	98	NNE_4

На западныхъ берегахъ Гренландіи нерѣдко вѣтеръ, приходящій съ востока, изъ внутренности страны, приноситъ болѣе высокую температуру, обладая явно характеромъ фёна.

Теплопроводность воздуха. Весьма важное значеніе въ метеорологіи имѣетъ *теплопроводность* атмосферы. Коэффиціентъ внутренней теплопроводности (k) измѣряется тѣмъ количествомъ тепла (въ малыхъ калоріяхъ), которое протекаетъ въ единицу времени (1 сек.) черезъ единицу поверхности (1 *кв см*), по направленію къ ней перпендикулярному, когда температура по этому направленію равномѣрно уменьшается на 1° при переходѣ отъ одной точки къ другой, отстоящей отъ нея на единицу длины (или проще, когда паденіе температуры по этому направленію равно единицѣ). Всѣ изслѣдованія показали, что газы принадлежатъ къ весьма дурнымъ проводникамъ тепла. Если коэффиціентъ k для серебра примемъ за единицу, то для воздуха $k = 0.0000533$.

Свѣто- и тепло-прозрачность воздуха. Атмосфера дѣйствуетъ двоякимъ образомъ на проходящіе черезъ нее лучи. Во-первыхъ, она *поглощаетъ* лучи опредѣленной длины волны; на мѣстѣ ихъ въ спектрѣ солнца являются темныя полосы. Съ другой стороны, она, болѣе или менѣе, ослабляетъ весь пучокъ солнечнаго свѣта, разсѣивая лучи по всѣмъ возможнымъ направленіямъ. Это разсѣяніе обусловливаетъ собою дневное (свѣтовое и тепловое) освѣщеніе свода; вслѣдствіе этого, атмосфера является для насъ какъ бы оболочкой, излучающей свѣтъ и тепло. Это лучеразсѣяніе, имѣющее мѣсто во всѣхъ жидкихъ и газообразныхъ тѣлахъ, тѣмъ больше, чѣмъ больше въ данной средѣ суспендировано мелкихъ тѣлецъ. Наблюденія показали, что бóльшая часть полосъ поглощенія лежитъ въ красной и ультракрасной частяхъ спектра. На рис. 18 (см. стр. 50) верхняя кривая представляетъ напряженіе солнечной радіаціи на границѣ атмосферы. Ниже лежащая кривая даетъ напряженіе свѣта на земной поверхности. Изъ хода этой кривой видно, что наиболѣе сильное поглощеніе тепла происходитъ въ красной и, особенно, въ темной части спектра, правѣе линіи *A*. Эти «темныя полосы» обусловлены, главнымъ образомъ, поглощеніемъ лучей водяными парами и углекислотой. Особенно сильно поглощаются атмосферой лучи, исходящіе изъ тѣлъ болѣе низкой температуры, — напр., излучаемые самой землей. Атмосфера, слѣдовательно, обладаетъ *изби-*

рательной поглощательной способностью. Въ этомъ отношеніи, атмосфера наша образуетъ какъ бы оболочку, предохраняющую земную поверхность отъ сильныхъ охлажденій, и, по своимъ свойствамъ, сходна съ дѣйствіемъ стеклянныхъ оконъ, которыми покрываютъ оранжереи и парники; стекло хорошо пропускаетъ свѣтовые лучи (около 90%) и задерживаетъ (поглощаетъ) темную радіацію. Совсѣмъ другую роль играетъ ослабленіе свѣта путемъ *разсѣянія*. Изъ наблюденій видно, что коэффиціентъ проходимости [1]) различенъ для лучей различной преломляемости. Коэффиціентъ этотъ имѣетъ бо́льшую величину со стороны красной части спектра и уменьшается къ фіолетовымъ и ультрафіолетовымъ лучамъ; короче говоря, коэффиціентъ проходимости увеличивается съ длиною волны отъ фіолетоваго къ красному концу спектра. Ланглей нашелъ слѣдующія величины коэффиціента проходимости E для лучей различной длины волны λ, выраженной въ микронахъ [2]):

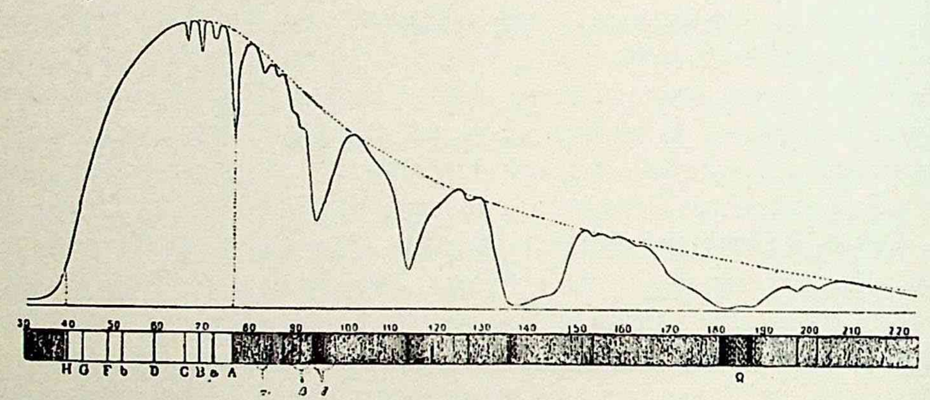


Рис. 18.

$\lambda =$	0.36 (фіолет.)	0.61 (желт.)	1.01 (красн.)	2.3 (темн.)
$E =$	45%	78%	89%	93%

Абботъ въ 1903 году опубликовалъ слѣдующія числа (Monthly Rev., 1903, s. 587):

$\lambda =$	0.4	0.5	0.6	0.7	0.9	1.2	1.6	2.0 микроновъ
$E =$	0.48	0.70	0.73	0.81	0.86	0.90	0.92	0.92

Лордъ Рэлей теоретически изслѣдовалъ измѣненіе коэффиціента проходимости при прохожденіи лучей различной длины волнъ черезъ мутную среду. Онъ доказалъ, что, если частицы мутной среды мельче, чѣмъ длина волнъ радіаціи, то разсѣяніе обратно пропорціально чет-

---

[1]) Коэффиціентъ проходимости есть правильная дробь, показывающая, какая часть пучка лучей проходитъ черезъ слой, толщиною равный единицѣ.

[2]) Микронъ равенъ одной тысячной части 1 *мм*.

вертой степени длины волны. Напримѣръ, длина волны желтаго цвѣта (около фраунгоферовой линіи *D*) равна 0.6, а фіолетовой части спектра (около линіи *H*) — 0.4; слѣдовательно, фіолетовые лучи разсѣиваются сильнѣе желтыхъ въ отношеніи $(0.6)^4 : (0.4)^4$, т. е. въ 5 разъ. Вслѣдствіе разсѣянія, напряженіе свѣта уменьшается отъ фіолетоваго къ красному концу спектра. При закатѣ, въ солнечномъ свѣтѣ заключается много красныхъ и только нѣкоторое количество желтыхъ лучей.

Разсѣяніе уменьшается также быстро съ высотою. По Абнею уже на высотѣ 2 400 *м* средній коэффиціентъ лучеразсѣянія въ 6 разъ меньше, чѣмъ на земной поверхности; дальше быстро убываетъ, такъ что на высотѣ 6 000 *м* онъ уже весьма незначителенъ. На горахъ, и вообще въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, солнечный свѣтъ гораздо богаче фіолетовыми и ультрафіолетовыми (химическими) лучами, чѣмъ и объясняется свойство его производить загаръ и даже обжогъ кожи. На границѣ атмосферы солнце казалось бы окрашеннымъ въ синій или фіолетовый цвѣтъ. Лордъ Рэлей, какъ увидимъ въ метеорологической оптикѣ, объясняетъ голубой цвѣтъ неба и различныя его видоизмѣненія, а также цвѣтовыя явленія при восходѣ и закатѣ солнца, присутствіемъ въ воздухѣ мельчайшихъ частичекъ пыли. Въ недавнее время Рэлей пришелъ къ заключенію, что присутствіе постороннихъ тѣлецъ не составляетъ необходимаго условія. Явленіе голубой окраски неба можетъ быть объяснено разсѣяніемъ, вызваннымъ молекулами воздуха.

Итакъ, ослабленіе свѣтовой части солнечной радіаціи происходитъ вслѣдствіе *разсѣянія;* потеря же темной теплоты зависитъ отъ *поглощенія*. Главной поглощающей средой являются водяные пары и углекислота. Увеличеніе количества углекислоты и водяныхъ паровъ въ атмосферѣ имѣетъ мало вліянія на *свѣтовую* силу солнечныхъ лучей, но увеличиваетъ поглощеніе *тепловой* части солнечной энергіи.

III.

Вода въ атмосферѣ.

Водяные пары въ атмосферѣ. Водяные пары составляютъ наиболѣе подвижную и неустойчивую составную часть земной атмосферы. Они находятся непрерывно то въ стадіи образованія (испаренія), то въ стадіи осѣданія (сгущенія). Абсолютное ихъ количество, поэтому, постоянно измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ. Упругость ихъ измѣряется высотою ртутнаго столба, который они могутъ уравновѣсить. Если, напримѣръ, въ верхнюю камеру барометра внесемъ нѣкоторое количество паровъ, то барометрическій столбъ понизится на величину упругости введенныхъ паровъ. Если, поддерживая температуру камеры постоянной, станемъ вводить новое и новое количество паровъ, то столбъ ртути будетъ понижаться, и, слѣдовательно, упругость будетъ увеличиваться. Наконецъ, при данной температурѣ, можно ввести столько паровъ, что всякій излишекъ ихъ обращается въ жидкое состояніе. Говорятъ, что, въ этомъ случаѣ, пары насытили пространство, а упругость ихъ достигла максимума. Упругость паровъ, насыщающихъ пространство, увеличивается съ повышеніемъ температуры. Въ слѣдующей таблицѣ приведены эти упругости при различныхъ температурахъ въ миллиметрахъ ртутнаго столба (столбецъ *E*):

t	*E*	*Q*	*P*
— 30°	0.38 *мм*	0.457 *г*	—
— 25	0.61 »	0.707 »	0.41 *г*
— 20	0.94 »	1.078 »	0.66 »
— 15	1.44 »	1.611 »	1.05 »
— 10	2.15 »	2.363 »	1.64 »
— 5	3.16 »	3.407 »	2.51 »
0	4.57 »	4.835 »	3.77 »
5	6.51 »	6.761 »	5.41 »
10	9.14 »	9.329 »	7.53 »
15	12.67 »	12.712 »	10.46 »
20	17.36 »	17.117 »	14.35 »
25	23.52 »	22.795 »	19.51 »
30	31.51 »	30.036 »	26.23 »
35	41.78 »	39.183 »	—

Если въ замкнутое пространство, изъ котораго вытянутъ воздухъ, внесемъ каплю воды, то она быстро испарится; пусть упругость образовавшихся паровъ будетъ равна *e мм.* Если точно такую же каплю внесемъ въ то же пространство, предварительно наполненное воздухомъ, то она также испарится, и общая упругость увеличится на величину *e*, но для этого потребуется нѣкоторое время. Представимъ себѣ далѣе пространство, занятое отчасти жидкостью, отчасти ея паромъ. По представленію Клаузіуса, жидкость непрерывно испаряется, а паръ непрерывно осѣдаетъ. Если одновременно масса испаряющейся жидкости и масса осѣдающаго пара одинаковы, то жидкость и паръ находятся въ равновѣсіи; паръ называется *насыщеннымъ*. Если упругость пара меньше, то паръ *ненасыщенъ* (перегрѣтъ), и перевѣшиваетъ первый процессъ; если упругость пара больше, то паръ *пересыщенъ*, и перевѣшиваетъ второй процессъ. Испареніе состоитъ въ томъ, что жидкость выбрасываетъ изъ себя частицы; это явленіе мы припишемъ силѣ, дѣйствующей внутри жидкости, и назовемъ ее *упругостью испаренія* данной жидкости. Если бы упругость испаренія дѣйствовала одна, то жидкость, какова бы ни была ея масса, вся испарилась бы; но испареніе жидкости происходитъ тѣмъ медленнѣе, чѣмъ больше упругость находящагося надъ нею пара; испареніе совершенно прекращается, когда надъ жидкостью находится насыщенный паръ. Послѣ этого ясно, что упругость находящагося надъ жидкостью пара противодѣйствуетъ упругости испаренія; слѣдовательно, это двѣ прямо противоположныя силы; упругость насыщеннаго пара уравновѣшиваетъ упругость испаренія жидкости; слѣдовательно, *упругость насыщенныхъ паровъ измѣряетъ упругость испаренія жидкости при той же температурѣ.*

Упругость испаренія жидкости прежде всего зависитъ отъ ея природы; при однихъ и тѣхъ же условіяхъ, жидкость, обладающая большею упругостью испаренія, испаряется быстрѣе, чѣмъ жидкость, обладающая меньшею упругостью испаренія. Упругость испаренія жидкости возрастаетъ съ температурою и уменьшается съ раствореніемъ въ ней какого-нибудь твердаго тѣла; упругость испаренія раствора тѣмъ меньше, чѣмъ больше его концентрація.

На основаніи теоріи поверхностнаго натяженія, лордъ Кельвинъ доказалъ, что, при остальныхъ равныхъ условіяхъ, упругость испаренія жидкости, ограниченной выпуклою поверхностью, больше, а жидкости, ограниченной вогнутою поверхностью, меньше, чѣмъ упругость испаренія жидкости, ограниченной плоскостью. Представимъ себѣ, что въ сосудъ *A* (рис. 19, стр. 54) съ жидкостью опущена капиллярная трубка *B*, въ которой жидкость поднимается на высоту *h*; все помѣщено подъ колоколъ *C*, изъ котораго удаленъ воздухъ, и который наполняется насыщеннымъ паромъ; какъ въ сосудѣ *A*, такъ и въ трубкѣ *B* жид-

кость и паръ находятся въ равновѣсіи. Назовемъ черезъ ∂ и δ плотности жидкости и ея насыщенныхъ паровъ, черезъ R — радіусъ кривизны мениска въ трубкѣ; тогда давленіе на точку свободной поверхности въ сосудѣ опредѣляется вѣсомъ столба пара $h\delta g$, а давленіе на точку, лежащую на томъ же уровнѣ внутри трубки, опредѣляется вѣсомъ такого же столба жидкости $h\partial g$, уменьшеннымъ на молекулярное давленіе $2T\,R$, гдѣ T — поверхностное натяженіе жидкости; итакъ, $h\delta g = h\partial g - 2T\,R$, откуда

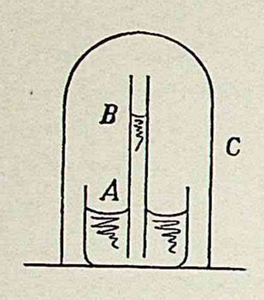


Рис. 19.

$$hg = \frac{2T}{R(\partial - \delta)}. \qquad (39)$$

Съ другой стороны, понятно, что давленіе пара должно уменьшаться съ высотою; если на уровняхъ A и B давленія пара имѣютъ значенія P и P', то

$$P = P' + hg\delta;$$

подставляя сюда значеніе hg изъ (39) и опредѣляя P', находимъ:

$$P' = P - \frac{2T\delta}{R(\partial - \delta)}. \qquad (40)$$

Если бы въ капиллярной трубкѣ жидкость ограничивалась выпуклымъ менискомъ, и давленіе пара на него обозначили бы черезъ P'', то нашли бы:

$$P'' = P + \frac{2T\delta}{R(\partial - \delta)}. \qquad (41)$$

Такъ какъ P' и P'' представляютъ намъ упругости насыщенныхъ паровъ надъ вогнутымъ и выпуклымъ менисками, то они же представляютъ и упругость испаренія жидкости, ограниченной вогнутымъ и выпуклымъ менисками.

Элементы, характеризующіе гигрометрическое состояніе воздуха. Состояніе воздуха, по отношенію къ содержащимся въ немъ парамъ, называется гигрометрическимъ состояніемъ. Гигрометрическое состояніе могутъ характеризовать различные элементы:

1) Упругость e тѣхъ паровъ, которые въ данный моментъ дѣйствительно находятся въ воздухѣ. Эта упругость, измѣренная въ *мм* ртутнаго столба, называется *абсолютной влажностью*.

2) Вѣсъ паровъ q (въ граммахъ), находящихся въ каждомъ *кб м* воздуха. Извѣстно, что вѣсъ *кб м* сухого воздуха, при температурѣ 0°

и нормальномъ давленіи, равенъ 1293 *г*. Вѣсъ того же объема воздуха при температурѣ t и давленіи h выразится:

$$\frac{1293h}{760(1+\alpha t)}.$$

Допустимъ, что упругость паровъ, находящихся въ воздухѣ, равна e; тогда вѣсъ 1 *кб м* воздуха, упругость котораго равна e, будетъ

$$\frac{1293e}{760(1+\alpha t)}.$$

Но плотность паровъ по отношенію къ плотности воздуха равна 0.622; слѣдовательно, вѣсъ паровъ, находящихся въ 1 *кб м* воздуха,

$$q = 0.622\,\frac{1293e}{760(1+\alpha t)} \quad \text{или} \quad q = \frac{1.06}{1+\alpha t}\,e, \tag{42}$$

т. е. вѣсъ паровъ, выраженный въ *г* и заключающійся въ 1 *кб м* воздуха, равенъ упругости этихъ паровъ, умноженной на коэффиціентъ $\frac{1.06}{1+\alpha t}$. Этотъ коэффиціентъ мало отличается отъ единицы, откуда видно, что число, выражающее упругость пара въ *мм*, близко къ числу, выражающему вѣсъ пара въ *г*. Но можно найти температуру, при которой оба числа совпадаютъ, т. е. $q = e$. Для этого нужно, чтобы коэффиціентъ при e былъ равенъ единицѣ, т. е.

$$\frac{1.06}{1+\alpha t} = 1, \text{ откуда } t = 16.4^0.$$

При низшей температурѣ числа, выражающія упругость, меньше, при высшей — больше чиселъ, выражающихъ вѣсъ.

Въ таблицѣ, напечатанной на страницѣ 52, въ третьемъ столбцѣ, подъ буквою Q, приведены числа, показывающія *вѣсъ насыщенныхъ* паровъ, заключенныхъ въ 1 *кб м* воздуха. Изъ приведенной выше формулы можно видѣть, что влажный воздухъ, при одинаковомъ давленіи и одной и той же температурѣ, легче сухого. Въ слѣдующей таблицѣ показанъ вѣсъ 1 *кб м* сухого и насыщеннаго влажнаго воздуха въ *г*, при различныхъ температурахъ:

температура	—20°	—10°	0°	10°	20°	30°
вѣсъ сухого воздуха	1395	1342	1293	1247	1205	1165
» влажнаго »	1395	1341	1290	1241	1194	1147
разность	0	1	3	6	11	18

Изъ этой таблицы можно видѣть, что при 30° разность въ вѣсѣ достигаетъ 18 *г*. При 20° насыщеніе воздуха парами имѣетъ такое же вліяніе на плотность, какъ повышеніе температуры на 3°.

3) Удѣльная влажность, т. е. вѣсъ паровъ (p), заключенныхъ въ 1 *кг* воздуха. Возьмемъ 1 *кб м* воздуха, упругость котораго равна b. Пусть упругость паровъ, въ немъ заключающихся, равна e; упругость сухого воздуха будетъ $b-e$. Вѣсъ сухого воздуха выразится:

$$\frac{1.293\,(b-e)}{(1+\alpha t)\,760}\ кг,$$

вѣсъ паровъ:

$$\frac{1.293e}{(1+\alpha t)\,760}\,0.622\ кг,$$

общій вѣсъ:

$$\frac{1.293\,(b-0.378e)}{(1+\alpha t)\,760}\ кг,$$

гдѣ 0.622 — средняя плотность паровъ. Величина, обратная написанной, дастъ объемъ 1 *кг* воздуха. Слѣдовательно, вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ этомъ объемѣ

$$p = 0.622\,\frac{e}{b-0.378e}\ кг. \qquad (43)$$

На стран. 52 подъ буквой P данъ вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ 1 *кг* воздуха при давленіи 760 *мм* и различныхъ температурахъ.

4) Влажный дефицитъ D, т. е. разность между упругостью паровъ (E), необходимыхъ для насыщенія пространства, и упругостью паровъ (e), которые дѣйствительно находятся въ воздухѣ,

$$D = E - e. \qquad (44)$$

Если рѣчь идетъ объ испареніи съ поверхности какого-нибудь тѣла, то влажнымъ дефицитомъ называютъ разность между количествомъ паровъ, необходимымъ для насыщенія пространства при температурѣ испаряющейся поверхности и тѣмъ количествомъ паровъ, которое дѣйствительно находится въ воздухѣ.

5) Точка росы, т. е. температура T, при которой пары, находящіеся въ атмосферѣ, достигаютъ насыщенія.

6) Гигрометрическое богатство (f), т. е. отношеніе вѣса (q) паровъ, заключенныхъ въ 1 *кб м* воздуха, къ вѣсу сухого воздуха (k) въ томъ же объемѣ. Но

$$q = \frac{0.622 \times 1.293}{1+\alpha t}\,\frac{e}{760},$$

$$k = \frac{1.293}{1+\alpha t}\,\frac{b-e}{760};$$

слѣдовательно,
$$f = \frac{q}{k} = 0.622 \frac{e}{b-e}. \qquad (45)$$

7) Относительная влажность e_1, т. е. отношеніе упругости паровъ (e), дѣйствительно находящихся въ воздухѣ, къ упругости паровъ (E), необходимыхъ для насыщенія того же пространства при той же температурѣ,

$$e_1 = \frac{e}{E}, \text{ или, въ процентахъ, } e_1 = \frac{e}{E} \cdot 100. \qquad (46)$$

Отношеніе *упругостей* можно замѣнить отношеніемъ *вѣсовыхъ* количествъ паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ, и паровъ, необходимыхъ для насыщенія, а потому

$$e_1 = \frac{q}{Q} \cdot 100. \qquad (47)$$

Если, напримѣръ, говорятъ, что относительная влажность равна 20%, то это значитъ, что количество паровъ, находящихся въ воздухѣ, составляетъ 20% того количества паровъ, которое необходимо для насыщенія пространства при той же температурѣ.

Указанные элементы, какъ видно, связаны между собою функціонально, такъ что если извѣстенъ *одинъ* изъ нихъ и температура изучаемой среды, то остальные можно вычислить.

Испареніе. Источникомъ, доставляющимъ постоянный запасъ паровъ въ атмосферѣ, является *испареніе,* происходящее съ поверхности водъ, болотъ, почвы, растительнаго покрова и т. п. *Скорость испаренія,* т. е. вѣсовое количество воды, испаряющейся съ единицы поверхности въ единицу времени, зависитъ отъ многихъ факторовъ: отъ температуры испаряющейся поверхности, отъ гигрометрическаго состоянія окружающей среды, отъ давленія воздуха и, наконецъ, отъ скорости вѣтра надъ испаряющейся поверхностью; чѣмъ скорость вѣтра больше, тѣмъ испареніе идетъ быстрѣе, такъ какъ вѣтеръ уноситъ въ сторону поднимающіеся пары и, такимъ образомъ, отдаляетъ моментъ насыщенія парами окружающей среды. Несмотря на то, что испареніе играетъ огромную роль въ физической и органической жизни планеты, истинные законы его не вполнѣ изслѣдованы, и количество испаренія на земной поверхности не опредѣлено съ такой точностью, какъ опредѣлены другіе метеорологическіе факторы. Дѣло въ томъ, что лабораторные опыты производятся при нѣкоторой искусственной обстановкѣ, далеко не соотвѣтствующей естественнымъ условіямъ. Съ другой стороны, наблюдательный матеріалъ также не вполнѣ надеженъ, а, главное, не вполнѣ сравнимъ между собой, такъ какъ наблюденія производятся въ

условіяхъ, отличныхъ отъ тѣхъ, которыя имѣютъ мѣсто въ природѣ. Въ природѣ испареніе происходитъ съ поверхности воды, съ поверхности почвы, съ поверхности растительнаго покрова. Во всѣхъ этихъ случаяхъ, испаряющаяся поверхность подвержена непосредственному дѣйствію инсоляціи, дождя, вѣтра; съ другой стороны, въ испаряющейся поверхности не нарушена связь со слоями почвы или воды, лежащими ниже и съ боковъ; благодаря этой неразрывности, въ испаряющейся массѣ постоянно поддерживаются токи тепла и влаги, компенсирующіе измѣненія температуры и убыль влаги. Между тѣмъ на метеорологическихъ станціяхъ мы можемъ наблюдать испареніе въ небольшихъ сосудахъ при искусственной установкѣ приборовъ, защищенныхъ отъ дождя и, въ значительной степени, отъ вѣтра. Особенно трудно опредѣлить испареніе съ поверхности почвы и растеній. Еще Дальтонъ далъ слѣдующій законъ. Если

f есть скорость испаренія,
$E-e$ есть влажный дефицитъ,
H » давленіе воздуха,
a » нѣкоторое постоянное, то

$$f = a\frac{E-e}{H}. \qquad (48)$$

Новѣйшія изслѣдованія Вейлемана и Штеллинга показали, что скорость испаренія выражается болѣе сложной формулой

$$f = \frac{A}{H}(E-e)(a+bv), \qquad (49)$$

гдѣ A, a и b — постоянныя,
а v — скорость вѣтра.

По Траберту:

$$f = C(1+\alpha t)(E-e)\sqrt{v}, \qquad (50)$$

гдѣ C — постоянная, опредѣленная при нѣкоторомъ среднемъ давленіи B. При другомъ давленіи H вмѣсто C слѣдуетъ подставить $C\frac{B}{H}$. Кромѣ того, наблюденія обнаружили, что f зависитъ отъ діаметра и матеріала сосуда, отъ глубины испаряющагося слоя, отъ присутствія въ водѣ растворенныхъ солей и пр. Можетъ случиться, что температура испаряющейся поверхности настолько низка, что упругость насыщенныхъ паровъ, соотвѣтствующая этой температурѣ, будетъ ниже, чѣмъ упругость паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ; въ этомъ случаѣ, вмѣсто испаренія, происходитъ осѣданіе паровъ на данной поверхности.

Еще сложнѣе вопросъ объ испареніи съ поверхности растеній и, особенно, съ поверхности человѣческаго тѣла.

Эвапорометры и результаты наблюденій. Приборы, которые служатъ для опредѣленія количества испаряющейся воды на метеорологическихъ станціяхъ, называются *эвапорометрами*, или *атмометрами*. Наиболѣе употребительные эвапорометры (Вильда и Любославскаго) описаны въ «Инструкціи», изданной Главной Физической Обсерваторіей. Въ эвапорометрѣ Вильда испареніе происходитъ съ поверхности воды въ чашкѣ, установленной на плечѣ вѣсовъ и стрѣлка вѣсовъ перемѣщается вдоль градуированной дуги, каждое дѣленіе которой соотвѣтствуетъ испаренію слоя въ 0.2 *мм* толщиною. Атмометръ Пиша состоитъ изъ стеклянной трубки, наполненной водою и закрытой снизу кружкомъ изъ непроклееннаго картона. Этотъ кружокъ, съ маленькимъ отверстіемъ въ срединѣ, поддерживается особой пружинкой. Вода пропитываетъ кружокъ и съ его поверхности испаряется, а, вмѣсто нея, внутрь цилиндра черезъ отверстіе проникаетъ воздухъ. Количество испарившейся воды находятъ по пониженію уровня воды въ трубкѣ. Атмометръ Пиша необходимо градуировать, т. е. опредѣлить значеніе каждаго его дѣленія по сравненію съ абсолютными эвапорометрами.

Въ измѣненіяхъ испаренія существуютъ суточные и годовые періоды. Суточные періоды должны быть особенно рѣзко выражены тамъ, гдѣ существуютъ значительные суточные періоды въ ходѣ температуры, влажности и, особенно, силы вѣтра.

Въ общемъ, суточный ходъ испаренія соотвѣтствуетъ суточному ходу температуры воздуха. Такое же соотвѣтствіе испаренія и температуры, хотя не всегда столь рѣзко выраженное, можно видѣть и въ *годовомъ* ходѣ испаренія. Въ Одессѣ, напримѣръ, толщина слоя воды, испаряющейся въ теченіе года въ эвапорометрѣ Вильда, равна 699.8 *мм*, съ максимумомъ (133.2) въ августѣ и минимумомъ (15.5) въ январѣ. Въ другихъ пунктахъ найдены слѣдующія годовыя числа:

надъ тропическимъ океаномъ	2160 *мм*	въ Петербургѣ . .	320 *мм*
въ Мадрасѣ	1930 »	» Тифлисѣ . . .	537 »
» Ташкентѣ	1339 »	» Кіевѣ	481 »
» Кройдонѣ, въ Англіи .	420 »	» Барнаулѣ . . .	565 »
» Лондонѣ.	380 »	» Нерчинскѣ. . .	420 »

По опытамъ Мазелле, морская вода, въ которой содержаніе соли равно 3.5%, испаряется медленнѣе.

Гигрометры. Приборы, которые служатъ для опредѣленія основныхъ гигрометрическихъ элементовъ, называются *гигрометрами*. Разсмотримъ принципы, на которыхъ основано устройство различныхъ гигрометровъ.

А) *Абсолютные гигрометры* даютъ возможность опредѣлить непосредственно или вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ единицѣ объема воздуха, или упругость паровъ, дѣйствительно содержащихся въ воздухѣ. Вѣсовой абсолютный гигрометръ состоитъ изъ ряда U-образныхъ трубокъ, наполненныхъ какимъ-нибудь поглощающимъ влагу веществомъ; съ помощью аспиратора заставляютъ пройти черезъ трубки извѣстный объемъ воздуха, который отдаетъ свою влагу и тѣмъ увеличиваетъ вѣсъ трубокъ; если первоначальный вѣсъ трубокъ Q, а окончательный Q_1, то $Q_1 - Q$ дастъ вѣсъ паровъ, находившихся въ измѣренномъ объемѣ воздуха; дѣля $Q_1 - Q$ на N (число *кб м* воздуха), получимъ:

$$q = \frac{Q_1 - Q}{N}. \tag{51}$$

Абсолютный гигрометръ Эдельманна даетъ возможность опредѣлить e. Представимъ себѣ герметически закрытый резервуаръ, который, помощью крана, можетъ сообщаться съ наружнымъ воздухомъ. Сосудъ снабженъ ртутнымъ манометромъ. Если кранъ открытъ, то ртуть въ обоихъ колѣнахъ манометра будетъ на одной высотѣ. Когда установится равновѣсіе, кранъ закрываютъ и въ резервуаръ вводятъ какое-нибудь сильно поглощающее влагу вещество, — напр., концентрированную сѣрную кислоту. Спустя нѣкоторое время сѣрная кислота поглотитъ изъ воздуха всю влагу и уменьшитъ его упругость на e (упругость поглощенныхъ паровъ); вслѣдствіе этого, въ наружномъ колѣнѣ манометра ртуть будетъ стоять ниже, чѣмъ во внутреннемъ, и разность высотъ дастъ непосредственно абсолютную влажность.

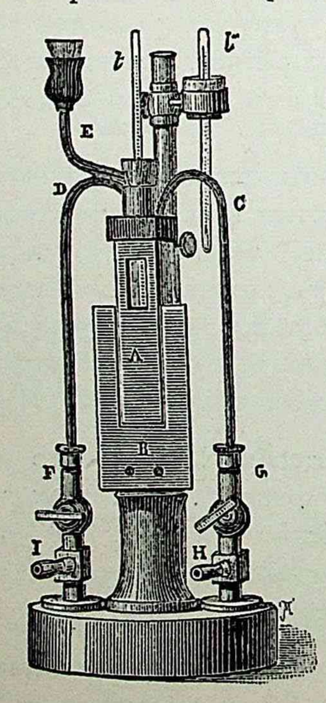


Рис. 20.

В) *Гигрометры, основанные на опредѣленіи точки росы.* Если мы станемъ постепенно понижать температуру извѣстной массы влажнаго воздуха, то пары, сохраняя свою упругость, будутъ приближаться къ состоянію насыщенія, и, наконецъ, наступитъ такой моментъ, когда они достигнутъ состоянія насыщенія. Если въ этотъ моментъ опредѣлимъ температуру, то по таблицѣ упругостей насыщенныхъ паровъ найдемъ соотвѣтствующую этой температурѣ упругость. Эта упругость и дастъ намъ абсолютную влажность. На этомъ принципѣ устроены старые гигрометры Даніеля и Реньо. Болѣе удобную форму придалъ этому прибору Аллюаръ. Гигрометръ Аллюара состоитъ (рис. 20) изъ резервуара A, имѣющаго

форму параллелепипеда; въ этотъ резервуаръ входятъ двѣ трубки: одна *DF* доходитъ до дна, а другая *GC* оканчивается тотчасъ подъ крышкой; обѣ закрываются кранами. Черезъ воронку *E* сосудъ наполняется сѣрнымъ эфиромъ; термометры *t* и *t* служатъ для измѣренія температуры резервуара и среды. Передняя часть резервуара *A* хорошо вызолочена; на ней-то и будетъ осаждаться роса. Для сравненія, рядомъ съ *A* укрѣплена, отдѣленная узкимъ промежуткомъ, *U*-образная вызолоченная поверхность *B*. Если станемъ продувать воздухъ чрезъ трубку, идущую до дна, то эфиръ начнетъ испаряться, что повлечетъ за собой охлажденіе, а пары воды, достигнувъ насыщенія, покроютъ переднюю стѣнку налетомъ росы. Замѣчаютъ температуру въ моментъ появленія росы. Затѣмъ охлажденіе прекращаютъ, улавливаютъ температуру въ моментъ исчезновенія росы и берутъ среднее этихъ чиселъ. Положимъ, что средняя температура равна 8°; по таблицамъ найдемъ упругость пара, при 8° (7.99 *мм*). Это и будетъ *абсолютная* влажность. Чтобы опредѣлить относительную влажность, нужно знать *E* — упругость паровъ, насыщающихъ пространство, при температурѣ наружнаго воздуха. Пусть температура окружающаго воздуха равна 22°, а соотвѣтствующая упругость 19.63 *мм*. Въ этомъ случаѣ

$$e_1 = \frac{7.99}{19.63} 100 = 41\%.$$

Весьма удобенъ также гигрометръ съ внутреннимъ сгущеніемъ (Крова). Онъ представляетъ горизонтальный, никкелированный параллелепипедъ *B* (рис. 21), внутри котораго проходитъ высеребренная съ внутренней стороны трубка *LV*. Одно отверстіе трубки закрыто матовымъ стекломъ, другое — чечевицей, черезъ которую наблюдаютъ осажденіе росы на внутреннихъ стѣнкахъ трубки. Эта трубка, возлѣ матоваго стекла, соединена каучукомъ съ пространствомъ, влажность котораго нужно опредѣлить, а со стороны стекла *L* — со всасывающей каучуковой грушей *P*. При помощи этой груши можно заставить циркулировать воздухъ по трубкѣ. Пространство внутри параллелепипеда наполняютъ эфиромъ и вставляютъ термометръ *t*. Въ этотъ резервуаръ идутъ двѣ трубки: одна *M* оканчивается вверху, другая *K* проникаетъ

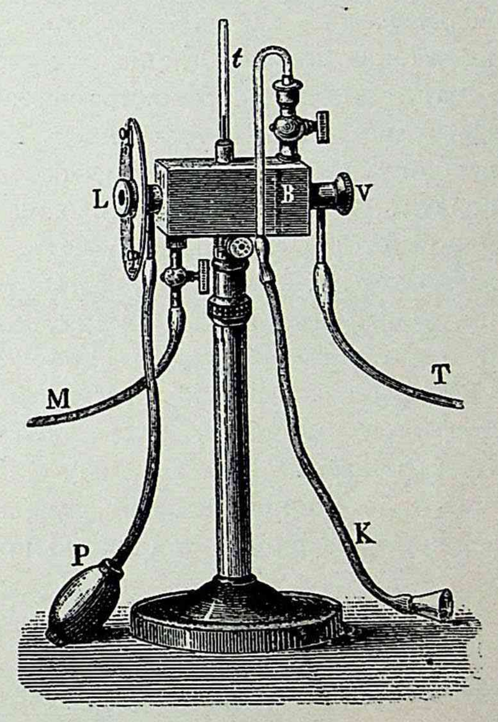


Рис. 21.

внутрь до дна. Для продуванія воздуха въ эфирѣ вторая соединена съ ручнымъ мѣхомъ. Дѣйствуя грушей, заставляютъ наружный воздухъ циркулировать по трубкѣ *LV;* въ то же время, при помощи ручного мѣха, продуваютъ эфиръ; послѣдній начинаетъ испаряться, температура постепенно понижается, и, наконецъ, на внутреннихъ стѣнкахъ трубки появляется налетъ росы. По термометру опредѣляютъ температуру въ моментъ появленія росы, а въ дальнѣйшемъ поступаютъ по предыдущему.

Но для бѣглыхъ метеорологическихъ наблюденій эти гигрометры неудобны: они требуютъ много времени и сложныхъ манипуляцій. Вмѣсто нихъ пользуются *психрометромъ* Августа. Онъ состоитъ изъ двухъ термометровъ: шарикъ одного блестящій, а другого—покрытъ батистомъ, конецъ котораго погруженъ въ стаканъ съ водою, вслѣдствіе чего батистъ непрерывно смачивается. Замѣтимъ, что батистъ долженъ плотно прилегать къ шарику. Первый термометръ измѣряетъ температуру воздуха; показанія другого будутъ тѣмъ ниже, чѣмъ суше воздухъ, такъ какъ съ поверхности его шарика идетъ испареніе, а это влечетъ за собой поглощеніе скрытой теплоты. Если обозначимъ температуру перваго термометра черезъ t, второго — t_1, то вообще $t - t_1 > 0$. Нетрудно видѣть, что разность показаній этихъ термометровъ должна находиться въ зависимости отъ упругости паровъ (e), находящихся въ воздухѣ. Разсмотримъ тепловое состояніе второго термометра: съ одной стороны, онъ получаетъ изъ окружающей среды нѣкоторый запасъ тепла, съ другой, — нѣкоторая часть тепла тратится на работу испаренія. Наступитъ моментъ, когда приходъ будетъ равенъ расходу, и термометръ достигнетъ стаціонарнаго состоянія при температурѣ t_1. Опредѣлимъ, какое количество тепла вся поверхность шарика тратитъ на работу испаренія. Пусть поверхность шарика равна S, а скрытое тепло испаренія — r. По закону Дальтона, количество воды, испаряющейся въ единицу времени съ единицы поверхности, пропорціонально влажному дефициту и обратно пропорціонально давленію, слѣдов.

$$f = a\frac{S(E-e)}{H}, \tag{52}$$

гдѣ a — нѣкоторая постоянная величина; такъ какъ скрытая теплота испаренія r, то расходъ тепла R выразится:

$$R = aS\frac{E-e}{H}r.$$

Съ другой стороны, шарикъ получаетъ нѣкоторый притокъ тепла изъ воздуха; такъ какъ температура его ниже температуры среды, то, по закону Ньютона, нашъ шарикъ получаетъ $(t - t_1)\,Sb$ единицъ тепла, гдѣ b — нѣкоторая постоянная величина. При *стаціонарномъ* состояніи

$$Sa\,\frac{E-e}{H}\,r = b(t-t_1)\;S, \text{ откуда } E-e = \frac{b}{ar}(t-t_1)\,H;$$

или

$$e = E - C(t-t_1)\,H. \tag{53}$$

Эта формула разложена въ таблицы, при помощи которыхъ e опредѣляется безъ всякихъ вычисленій. Коэффиціентъ C не имѣетъ вполнѣ постояннаго значенія; величина его зависитъ, между прочимъ, отъ скорости вѣтра, протекающаго мимо шарика. При температурахъ ниже 0^0 показанія психрометра становятся сомнительными.

На метеорологическихъ станціяхъ примѣняется также волосяной гигрометръ. Приборъ этотъ основанъ на гигроскопичности человѣческаго волоса (рис. 22). Одинъ конецъ предварительно выщелоченнаго волоса укрѣпляется неподвижно, а къ другому, перекинутому черезъ блокъ, подвѣшивается гирька. Къ блоку прикрѣплена стрѣлка, которая движется передъ дугой, раздѣленной на 100 частей. Стрѣлка стоитъ на нулѣ подъ колоколомъ насоса, изъ котораго совершенно удалены пары; если пространство подъ колоколомъ насыщено парами, то стрѣлка укажетъ 100. Если влажность увеличивается, волосъ удлиняется, и обратно.

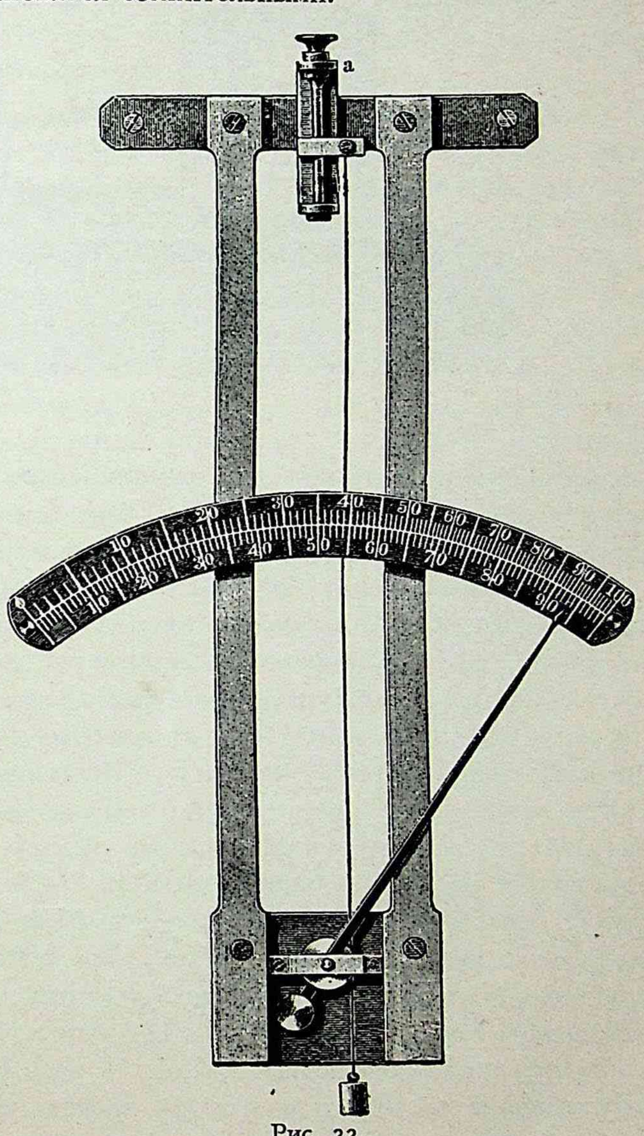


Рис. 22.

Существуютъ также приборы, регистрирующіе измѣненія влажности. Самопишущій волосяной гигрометръ состоитъ изъ пучка выщелоченныхъ волосъ, натянутаго между вилками прибора. Удлиненіе или укорачиваніе пучка передается,

при помощи рычажка, стрѣлкѣ, которая чертитъ на вращающемся барабанѣ кривую относительной влажности (рис. 23).

Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени и въ пространствѣ. Температура на земной поверхности подвержена непрерывнымъ измѣненіямъ. Съ другой стороны, въ атмосферѣ происходятъ постоянно процессы испаренія и осѣданія паровъ; наконецъ, пары, образовавшіеся въ извѣстномъ мѣстѣ, могутъ переноситься или путемъ диффузіи, или путемъ механическаго переноса воздушными теченіями. Указанные

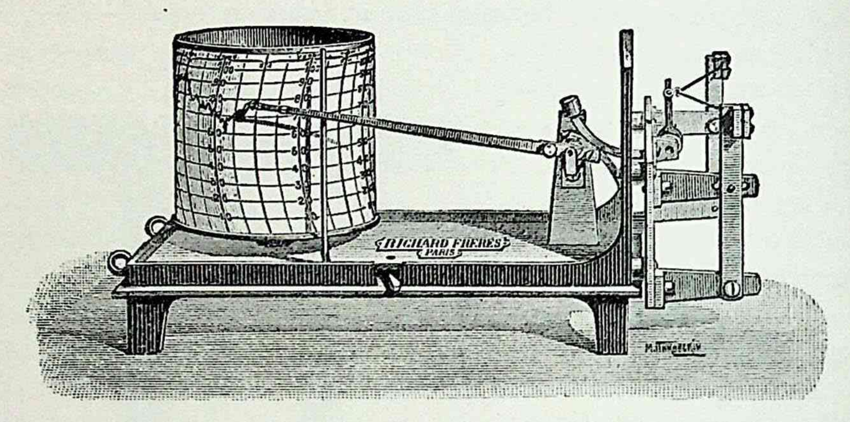


Рис. 23.

факторы обусловливаютъ постоянныя измѣненія гигрометрическаго состоянія воздуха, какъ во времени, такъ и въ пространствѣ. Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени выражаются въ существованіи суточныхъ и годовыхъ періодовъ. Надъ воднымъ пространствомъ абсолютная влажность въ утренніе часы наименьшая; съ возрастаніемъ температуры, она постепенно увеличивается и вообще ходъ ея параллеленъ ходу температуры. Подобный ходъ имѣетъ мѣсто и на континентахъ въ тѣ времена года, въ которыя суточный ходъ температуры незначителенъ. Вообще же, на сушѣ суточный ходъ абсолютной влажности иной: въ ранніе утренніе часы влажность наименьшая; въ 8—9 ч. утра она достигаетъ максимума; затѣмъ падаетъ и около 3—4 ч. пополудни наступаетъ минимумъ, а въ 8—10 ч. вечера — второй максимумъ. Объясняется явленіе слѣдующимъ образомъ: съ восходомъ солнца, вслѣдствіе повышенія температуры, количество паровъ возрастаетъ. Къ полудню, вслѣдствіе усиленія восходящихъ токовъ, происходитъ перемѣшиваніе верхнихъ слоевъ, болѣе сухихъ, съ болѣе влажными нижними массами, и абсолютная влажность уменьшается (второй минимумъ). Прекращеніе восходящихъ токовъ влечетъ появленіе вечерняго максимума. Ночью бо̀льшая часть паровъ сгущается вслѣдствіе охлажденія и падаетъ въ видѣ тумана, росы или инея. Иной суточный ходъ имѣетъ абсолютная влажность на горахъ. На горахъ минимумъ наступаетъ

утромъ, а максимумъ послѣ полудня. Подобныя суточныя измѣненія являются, очевидно, результатомъ смѣны восходящихъ и нисходящихъ токовъ вдоль склона горы.

Въ годовомъ ходѣ абсолютная влажность, за немногими исключеніями (область муссоновъ и нѣкоторыя тропическія страны), слѣдуетъ за годичнымъ ходомъ температуры. Ходъ относительной влажности вообще обратенъ ходу температуры: относительная влажность увеличивается съ уменьшеніемъ температуры и обратно. Но въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ существуютъ періодическія воздушныя теченія, приносящія съ собою запасъ влаги (муссонъ), тамъ относительная влажность повышается вмѣстѣ съ повышеніемъ температуры.

Географическое распредѣленіе паровъ вдоль земной поверхности находится въ тѣсной зависимости отъ распредѣленія температуры, такъ что изолиніи упругости паровъ идутъ почти параллельно изотермамъ. Исключенія составляютъ только континентальныя пустыни, гдѣ температура воздуха высока, а упругость паровъ сравнительно мала. Вообще, абсолютная влажность уменьшается отъ экватора къ полюсамъ. Что касается относительной влажности, то она находится въ болѣе тѣсной связи съ физическимъ состояніемъ поверхности земли. Такъ, надъ океанами относительная влажность, почти на всемъ пространствѣ отъ экватора къ полюсу, одинакова и равна 80%, и только въ области пассатовъ она падаетъ до 75%. На континентѣ же она уменьшается отъ берега къ центру; исключеніе составляютъ большіе континенты холоднаго пояса. Дѣло въ томъ, что въ холодномъ поясѣ континентъ зимою сильно охлаждается и, хотя количество паровъ незначительно, но, вслѣдствіе низкой температуры, пары близки къ состоянію насыщенія, и потому относительная влажность отъ моря къ центру континента можетъ даже увеличиваться. Общій законъ распредѣленія абсолютной и относительной влажности таковъ: съ повышеніемъ температуры абсолютная влажность возрастаетъ, а относительная уменьшается; при пониженіи температуры имѣетъ мѣсто обратное явленіе. Среднее распредѣленіе влажности на земной поверхности по поясамъ въ 10° составлено Аррениусомъ. Изъ таблицъ Аррениуса видно, что между экваторомъ и 10° ю. ш. относительная влажность достигаетъ 81%. Къ сѣверу и къ югу она уменьшается и въ области пассатовъ падаетъ до 70—71%, а къ полюсамъ опять увеличивается. Абсолютная влажность вполнѣ зависитъ отъ температуры: гигрометрическій экваторъ совпадаетъ съ термическимъ.

Крайнія значенія абсолютной влажности, наблюдавшіяся до сихъ поръ, слѣдующія: 31.9 *мм* — въ Джиддѣ въ Аравіи и менѣе 0.1 *мм* — въ сѣверо-восточной Сибири и въ очень высокихъ слояхъ атмосферы. Относительная влажность можетъ падать до 13% (долина смерти).

Распространеніе атмосферы паровъ по вертикальному направленію. Еще недавно, исходя изъ законовъ диффузіи Дальтона, допускали, что водяные пары, подобно кислороду и азоту, образуютъ *самостоятельную* атмосферу, и что давленіе воздуха на земной поверхности, измѣряемое барометромъ, слагается изъ давленія сухого воздуха + давленіе самостоятельной атмосферы паровъ; а это послѣднее равно вѣсу паровъ, заключенныхъ въ столбѣ воздуха отъ поверхности земли до крайнихъ предѣловъ атмосферы. Но мысль о самостоятельной атмосферѣ паровъ не выдерживаетъ научной критики, такъ какъ: 1) она не согласуется съ наблюденіями, и 2) температура кладетъ извѣстные предѣлы для распространенія подобной атмосферы. Такъ, напримѣръ, на экваторѣ температура на высотѣ 5100 *м* достигаетъ 0°. Допустимъ, что упругость паровъ у земной поверхности равна 21 *мм*. Если бы имѣла мѣсто самостоятельная атмосфера паровъ, то, по гипсометрической формулѣ, можно было бы вычислить, какова должна быть упругость паровъ на этой высотѣ; необходимо только въ этой формулѣ постоянный коэффиціентъ 18401 замѣнить, для водяной атмосферы, числомъ 29540. По этой формулѣ найдемъ, что упругость паровъ на высотѣ 5100 *м* должна равняться 14.3 *мм*; между тѣмъ, по таблицамъ упругостей паровъ, максимальная упругость при температурѣ 0° равна 4.6 *мм*. Кромѣ того, слѣдующіе ряды чиселъ показываютъ, что паденіе упругости паровъ съ высотою идетъ быстрѣе, чѣмъ это слѣдуетъ по гипсометрической формулѣ; I-й рядъ — высоты (въ тысячахъ футовъ), II-й рядъ — дѣйствительная упругость паровъ, найденная изъ наблюденій на горахъ, III-й рядъ — упругость паровъ при допущеніи самостоятельной атмосферы паровъ:

I)	0	1	2	4	6	8	10	12	14	16
II)	1	0.85	0.80	0.64	0.51	0.40	0.32	0.28	0.21	0.18
III)	1	0.98	0.95	0.91	0.87	0.83	0.79	0.76	0.72	0.68

Изъ всего вышеизложеннаго можно сдѣлать общій выводъ, что пары воды сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ атмосферы. До высоты 2000 *м* находится $1/2$ всѣхъ паровъ, выше 5000 *м* находится около $1/10$ всѣхъ паровъ. Если на пути господствующихъ вѣтровъ находится горный кряжъ, то достаточно 2000 *м* высоты, чтобы онъ задержалъ половину всѣхъ паровъ. Въ свободной атмосферѣ абсолютная упругость водяныхъ паровъ убываетъ съ высотою еще быстрѣе, чѣмъ на горныхъ станціяхъ.

Замѣчательно, что убываніе абсолютной влажности съ высотою вездѣ почти происходитъ по одному и тому же закону. Въ Швейцаріи и на Цейлонѣ, на высотѣ 2000 *м*, упругость паровъ составляетъ 50% той, которая имѣетъ мѣсто на земной поверхности, хотя внизу упру-

гость выражается числомъ 22 *мм* на Цейлонѣ и числомъ 7 *мм* въ Швейцаріи. На Зоннбликѣ (около 3000 *м*.), зимою, упругость водяныхъ паровъ (1.5 *мм*) составляетъ 37% упругости на земной поверхности (4 *мм*). Точно такъ же на Явѣ, на земной поверхности, упругость равна 20 *мм*, а на высотѣ 3000 *м* — 7.2 *мм*, что составляетъ 36%. Распредѣленіе паровъ по вертикальному направленію отличается значительной правильностью и можетъ быть выражено эмпирической формулой:

$$e_h = e_0\, 10^{-\frac{h}{6300}}, \qquad (54)$$

где e_0 — упругость у земной поверхности,
» e_h — » на высотѣ h *м*.

Зюрингъ даетъ болѣе сложную формулу:

$$e_h = e_0 . 10^{-\frac{h}{6}\left(1 + \frac{h}{20}\right)} \qquad (55)$$

Измѣненіе относительной влажности съ высотою въ высшей степени неправильно, и общей формулы составить нельзя. Относительная влажность, въ томъ ярусѣ атмосферы, гдѣ происходитъ образованіе облаковъ, нѣсколько выше, а затѣмъ быстро уменьшается.

IV.

Непрерывная водная оболочка (океаны), ея распространеніе и свойства.

Океаническія глубины и методы ихъ опредѣленія. Существуютъ весьма разнообразные методы изученія океаническихъ глубинъ. При глубоководныхъ измѣреніяхъ попутно изучаютъ также качество грунта, выстилающаго океаническое дно. Для этого нужно приборы, служащіе для зондированія, устроить такъ, чтобы они давали намъ не только глубину, но и выносили на дневную поверхность пробы доннаго грунта. Если глубина не превышаетъ 200 *м*, то лотомъ можетъ служить тяжелая свинцовая гиря на веревкѣ. Когда гиря достигнетъ дна, рука почувствуетъ ударъ. Для глубинъ до 1000 *м* гиря должна быть тяжелѣе (50—60 *кг*). Для большихъ глубинъ трудно пользоваться лотомъ подобнаго устройства, такъ какъ 1) по толчку нельзя уже судить,

достигла ли гиря дна, 2) тяжелую гирю трудно вытаскивать изъ воды. Прототипомъ приборовъ для глубоководныхъ измѣреній служитъ лотъ Брука. Онъ устроенъ такимъ образомъ, что, когда достигнетъ дна, тяжелая гиря остается на днѣ, и вытаскивается одинъ стержень. Для этого на стержень надѣвается тяжелое тѣло *A*, свободно скользящее вдоль стержня (рис. 24). Къ верхней части стержня прикрѣпленъ крючекъ *Y*, вращающійся около оси. Тѣло *A* обхватывается веревками, идущими къ этому крючку, такимъ образомъ, что когда веревка натянута, крючекъ *Y* приподнятъ, и гиря удерживается на стержнѣ; когда же стержень достигнетъ дна, крючекъ опрокидывается, и гиря отдѣляется отъ прибора. Для того, чтобы приборъ могъ служить для поднятія образцовъ грунта, въ нижней части стержня сдѣлано углубленіе, смазанное саломъ. Лотъ опускается на фортепіанной струнѣ, наматываемой на барабанъ (т. н. машина Томсона). Черезъ каждые 100 *м* сдѣлана на струнѣ особая мѣтка; вся длина опущенной струны узнается по числу оборотовъ барабана. Первоначально гиря падаетъ быстро, затѣмъ, вслѣдствіе увеличенія тренія, скорость паденія ея уменьшается, причемъ замедленіе идетъ въ извѣстной прогрессіи. Но какъ только гиря ударится о дно, происходитъ разрывъ прогрессіи.

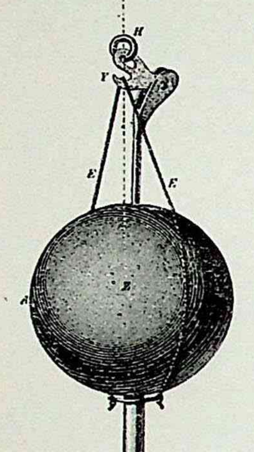


Рис. 24.

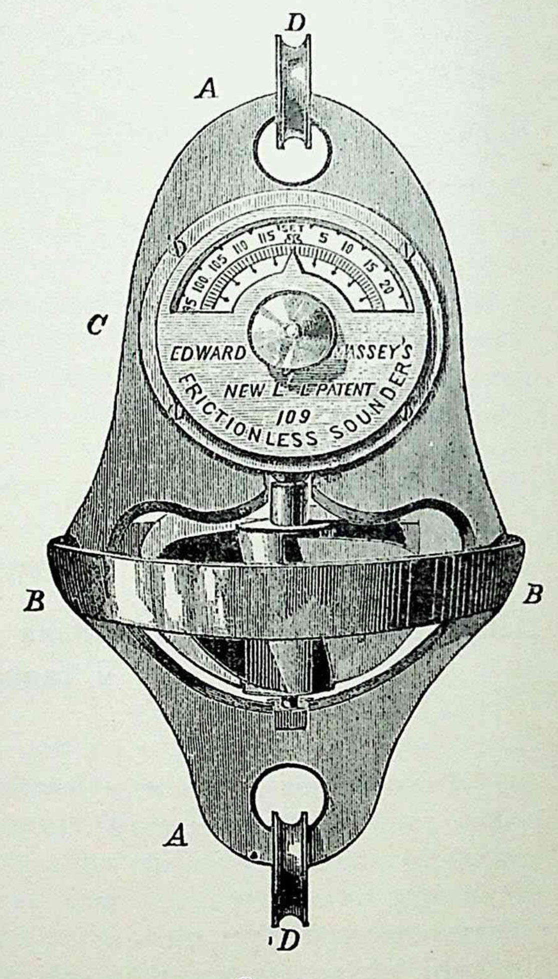


Рис. 25.

Существуютъ и другіе, косвенные, способы опредѣленія глубины:

1) Способъ индикаторовъ. Въ индикаторѣ Массея (рис. 25) 3-или 4-лопастный винтъ съ приспособленнымъ къ нему счетчикомъ опускается на глубину. При движеніи вглубь винтъ вращается и пере-

мѣщаетъ стрѣлку прибора. При подыманіи прибора винтъ застопоренъ, и стрѣлка не перемѣщается. Если приборъ предварительно градуированъ, то, по числу оборотовъ винта, можно опредѣлить ту глубину, до которой опускался винтъ.

2) Способъ, основанный на томъ фактѣ, что давленіе съ глубиною постепенно возрастаетъ. Представимъ себѣ (рис. 26) трубку ac, съ одного конца закрытую, внутреннее сѣченіе которой равно одной квадр. единицѣ, а высота $ac = h$. Объемъ заключеннаго въ ней воздуха равенъ, слѣдовательно, h. Внѣшнее давленіе воздуха, измѣренное въ высотѣ водяного столба, обозначимъ черезъ B. Опустимъ эту трубку открытымъ концомъ внизъ, на глубину $MN = x$. Вслѣдствіе давленія столба воды MN объемъ воздуха уменьшится, и часть трубки $ab = m$ будетъ занята водою. По закону Маріотта, предполагая, что температура осталась безъ измѣненія,

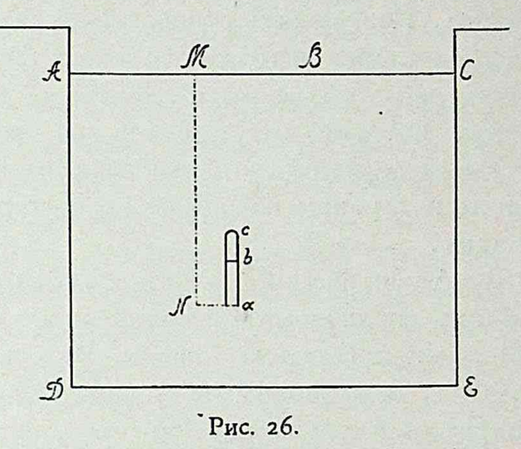


Рис. 26.

$$\text{объемъ } bc : \text{объему } ac = B : (B + x - m),$$

или

$$(h - m) : h = B : (B + x - m),$$

откуда

$$x = \frac{m(h + B - m)}{h - m}. \tag{56}$$

Чтобы можно было судить о томъ, какая часть трубки на глубинѣ наполняется водой, для этого внутреннія стѣнки градуированной трубки покрыты химическимъ составомъ, обладающимъ свойствомъ измѣнять рѣзко свой цвѣтъ при соприкосновеніи съ морской водой (красный цвѣтъ хромовокислаго серебра переходитъ въ желто-зеленый). Замѣтимъ, что, при давленіи воздуха 760 *мм* и средней плотности морской воды, давленіе одной атмосферы равно давленію столба воды, высотою въ 10.0650 *м.*

3) Способъ, основанный также на гидростатическомъ давленіи. Рядъ металлическихъ пустыхъ коробокъ, на подобіе анероидовъ, подвергаясь давленію воды на глубинахъ, уменьшается въ своемъ объемѣ; уменьшеніе объема, соотвѣтствующее увеличенію давленія, а слѣдовательно, глубинѣ погруженія прибора, отмѣчается на особой шкалѣ. Для той же цѣли Штальбергеръ примѣнялъ принципъ Бурдоновой трубки.

Рельефъ дна. Дневная поверхность суши представляетъ гораздо больше разнообразія, чѣмъ рельефъ дна. Подводный ландшафтъ одно-

образнѣе надводнаго. На дневной поверхности земли, даже въ невысокихъ горахъ, покатости составляютъ въ среднемъ отъ 10° до 15°, а въ высокихъ — отъ 30° до 40°. Въ открытыхъ частяхъ океановъ покатости дна рѣдко достигаютъ 2° и почти никогда не превышаютъ 5°. Болѣе значительныя неровности встрѣчаются вблизи вулкановъ и коралловыхъ островозъ, въ поясѣ разлома (до 7°), а также вблизи нѣкоторыхъ береговъ. Поверхность суши имѣетъ болѣе зубчатый характеръ, а поверхность океаническаго дна сглажена. Зубчатая, болѣе изрѣзанная, форма суши легко объясняется дѣйствіемъ процессовъ вывѣтриванія и размыванія, которыя отсутствуютъ на днѣ океановъ. Другая особенность рельефа океаническаго дна заключается въ томъ, что наибольшія впадины и глубины находятся не по серединѣ океана, а сдвинуты къ берегамъ.

Атлантическій океанъ съ сѣверной стороны замкнутъ цѣлымъ рядомъ подводныхъ возвышенностей, идущихъ отъ Гренландіи къ Исландіи и берегамъ Европы. Въ средней части, вдоль океана, тянется гребень, находящійся на глубинѣ 2 *км*. На сѣверѣ этотъ гребень расширяется въ то подводное плато, на которомъ былъ проложенъ трансатлантическій кабель. На гребнѣ расположены острова Азорскіе, св. Елены, Вознесенія. На югѣ онъ также расширяется и сливается съ подводнымъ плато Южнаго Ледовитаго океана. Гребень этотъ раздѣляетъ все русло Атлантическаго океана на восточное и западное. Особенно глубокія мѣста, въ видѣ отдѣльныхъ впадинъ, имѣются въ западномъ руслѣ: 1) Вестъ-Индская (8340 *м*, наибольшая глубина въ Атл. ок.), 2) Сѣверо-Атлантическая (6300 *м*) и 3) къ западу отъ Азорскихъ о. (6000 *м*). Въ южной части, у Бразильскихъ береговъ, впадина въ 7000 *м*; въ восточномъ руслѣ, восточнѣе Азорскихъ о. въ 6000 *м*. Тихій ок. меридіаномъ 148° *W* (отъ Гринвича) дѣлится на двѣ части: 1) въ восточной половинѣ дно на всемъ протяженіи однообразно (4—5000 *м*); отличительной чертой является близость значительныхъ глубинъ у береговъ; это доказываетъ, что вдоль западныхъ береговъ Америки происходили сильные изломы земной коры, что констатируется и вулканическими изверженіями; 2) въ западной части есть впадина Тускароры (5000 *м*); затѣмъ, глубина возрастаетъ къ Японскимъ и Курильскимъ о-вамъ и вблизи одного изъ нихъ доходитъ до 8515 *м*. Въ послѣднее время найдены еще бóльшія глубины — до 9640 *м* (12.7° с. ш., 145.8° в. д.). Индійскій ок. — однообразная впадина (3—4000 *м*). Наибольшая глубина на *NW* отъ Новой Голландіи (6205 *м*). Дно южнаго Ледовитаго ок. мало изслѣдовано; оно неглубоко и повышается къ предполагаемому Антарктическому материку. Въ Сѣверномъ Ледовитомъ ок. глубины невелики; дно представляетъ какъ бы продолженіе низменности Азіи. Впрочемъ, и здѣсь имѣются глубокія мѣста;

между Гренландіей, Шпицбергеномъ и Европой находится глубокая впадина, которая, въ видѣ языка, выдается къ югу (4800 *м*). На основаніи наблюденій Нансена, можно думать, что характеръ этого дна къ сѣверу нѣсколько иной: если провести параллель чрезъ Ново-Сибирскіе о-ва, то окажется, что дно здѣсь снова опускается.

Значительное разнообразіе можно замѣтить въ глубинахъ внутреннихъ морей. Средиземное море отдѣлено отъ океана мелкимъ Гибралтарскимъ проливомъ (высшая точка гребня здѣсь находится на глубинѣ 320 *м*); затѣмъ начинается глубокая впадина, которая перемычкой (глубиною 324 *м*), между Сициліей и Африкой, раздѣляется на два бассейна; наибольшая глубина — въ восточной части, между Мальтой и Критомъ (4406 *м*). Дно Адріатическаго моря, при выходѣ въ Средиземное, находится на глубинѣ 1580 *м*; въ сѣверной части дно мелко. Проливы Дарданельскій и Константинопольскій мелководны (100 *м*). Въ Мраморномъ морѣ есть глубины до 1500 *м*. Черное море представляетъ котловину, большая ось которой идетъ отъ Константинополя къ Новороссійску; посрединѣ оси наибольшая глубина достигаетъ 2244 *м*. Керченскій пр. и Азовское м. мелководны. Нѣмецкое м. мелководно; у береговъ Скандинавіи оно достигаетъ глубины 850 *м*. Еще болѣе мелководны проливы, ведущіе къ Балтійскому морю и самое море (300 — 500 *м*). Слѣдующія числа даютъ среднюю и наибольшую глубину:

	Средняя глуб.	Наибольшая глуб.	Широта	Долгота
Тихій ок.	4083 *м*	9640 *м*	12.7° *N*	145.8 *E*
Атлантическій	3763	8340	19.6 *N*	64.4 *W*
Индійскій	3654	6205	11.4 *S*	116.8 *E*
Сѣв. Ледовитый	818?	4845	78.1 *N*	2.5 *W*
Караибское м.	2664	6270	19.0 *N*	81.2 *W*
Средиземное	1612	4400	35.8 *N*	21.8 *E*
Черное	1116	2244	42.9 *N*	33.3 *E*
Всѣ океаны	3496	9640	12.7 *N*	145.8 *E*

Какъ видно, Тихому океану принадлежитъ первое мѣсто какъ по протяженію, такъ и по средней и наибольшей глубинѣ.

Что касается материковъ, то наивысшая ихъ точка (вершина горы Гауризанкаръ) лежитъ на высотѣ 8841 *м*. Такимъ образомъ, земной рельефъ, на основаніи современныхъ данныхъ, колеблется отъ + 8841 *м* до — 9640 *м*, т. е. въ предѣлахъ 18481 *м*.

Качество грунта океаническаго дна. Дно океановъ выложено продуктами неорганическими, а также остатками органической жизни. Неорганическіе продукты являются результатомъ разрушенія горныхъ породъ, образующихъ берега, а, слѣдовательно, видоизмѣняются при переходѣ отъ одного мѣста къ другому. Береговые матеріалы распола-

гаются сообразно степени ихъ размельченія. Болѣе крупныя части отлагаются ближе; далѣе располагается мелкій песокъ, еще далѣе мельчайшія частицы, которыя, въ смѣси съ глиной, образуютъ береговой илъ. Огромное количество неорганическаго вещества несутъ рѣки, образуя иногда большіе наносы противъ своихъ устьевъ. Къ категоріи неорганическихъ отложеній слѣдуетъ отнести продукты подводной вулканической дѣятельности, а также пыль, постепенно осаждающуюся изъ атмосферы и медленно падающую на дно. Эта пыль состоитъ изъ мельчайшихъ частицъ, выброшенныхъ вулканами и подхваченныхъ верхними теченіями, а также частицъ, поднятыхъ вѣтрами съ поверхности пустынь. Наконецъ, анализъ доказалъ, въ океаническомъ илѣ, присутствіе частицъ, несомнѣнно, космическаго происхожденія. Но, рядомъ съ этимъ, въ океанахъ совершается интенсивная органическая жизнь на различныхъ ея ступеняхъ. Организмы умираютъ, и нерастворимые остатки ихъ непрерывно падаютъ на дно, образуя, съ теченіемъ времени, болѣе или менѣе мощныя отложенія. Особенно обильный матеріалъ даютъ низшіе, какъ растительные, такъ и животные, организмы. Къ органическимъ отложеніямъ слѣдуетъ отнести также коралловый илъ вблизи коралловыхъ острововъ. Значительное распространеніе имѣетъ *глобигериновый* илъ (известковые остатки глобигеринъ изъ класса корненожекъ). Этотъ илъ имѣетъ самое большое распространеніе въ Атлантическомъ океанѣ, въ западной и сѣверной частяхъ Индійскаго и въ моряхъ Полинезіи. Онъ выстилаетъ дно не глубже 4000—5000 *м*. Дно южной части Индійскаго океана покрыто кремнистыми остатками *діатомей*. Въ западной и средней частяхъ Тихаго океана, на глубинахъ отъ 4200 до 8200 *м*, находятся крѣмнистые остатки *радіолярій*. Наиболѣе глубокія впадины океановъ выложены *красной глиной*.

Химія океановъ. Для изученія химическаго состава океаническихъ водъ, обыкновенно, поднимаютъ пробы воды изъ различныхъ глубинъ при помощи приборовъ, которые вообще называютъ *батометрами*. Всякій батометръ долженъ быть устроенъ такъ, чтобы онъ доставлялъ пробу воды изъ опредѣленной и желаемой глубины. Эта цѣль можетъ быть достигнута различными путями. Въ большей части батометровъ приборъ во время опусканія остается открытымъ, и вода свободно циркулируетъ въ немъ. Но когда батометръ начнетъ подыматься, клапанъ или втулка прибора закрываются, и проба воды, находящаяся въ моментъ закрытія клапановъ, доставляется на дневную поверхность.

Методы опредѣленія общаго содержанія солей. Общее количество солей, содержащихся въ морской водѣ, можно опредѣлить непосредственно путемъ *выпариванія*. Выпариваютъ опредѣленное вѣсовое количество морской воды и взвѣшиваютъ, возможно точнѣе, сухой остатокъ. Отношеніе вѣсовъ, умноженное на 100, дастъ процентное содер-

жаніе солей. Но этотъ способъ требуетъ много времени, а потому, для бѣглыхъ наблюденій во время экспедицій, могутъ быть примѣняемы другіе пріемы. Нѣсколько ниже мы увидимъ, что, хотя общее содержаніе солей океаническихъ водъ подвержено нѣкоторымъ колебаніямъ, но *относительное* процентное ихъ содержаніе измѣняется въ малыхъ предѣлахъ. Отсюда естественно вытекаютъ два слѣдствія. Хотя съ увеличеніемъ количества солей увеличивается вообще удѣльный вѣсъ воды, но, такъ какъ *относительное* содержаніе солей остается приблизительно постояннымъ, то между общимъ содержаніемъ солей и удѣльнымъ вѣсомъ морской воды должна существовать извѣстная аналитическая зависимость, форму которой можно найти изъ наблюденій. На этомъ основаніи опредѣленіе общаго содержанія солей сводится къ опредѣленію удѣльнаго вѣса испытуемой пробы морской воды. Но приблизительное постоянство состава морской воды приводитъ насъ и къ другому методу. Если различныя тѣла входятъ въ составъ воды въ приблизительно постоянномъ отношеніи, то между общимъ содержаніемъ солей и количествомъ одного какого-либо элемента должно также существовать извѣстное соотношеніе. Въ основу принимаютъ содержаніе хлора и опредѣляютъ такъ называемый *хлорный коэффиціентъ*, т. е. соотношеніе между общимъ содержаніемъ солей и содержаніемъ хлора.

Опредѣленіе удѣльнаго вѣса морской воды. Удѣльный вѣсъ морской воды можно опредѣлить при помощи ареометровъ. Онъ зависитъ не только отъ содержанія соли, но и отъ температуры ея. Необходимо, поэтому, приводить измѣренный ареометромъ удѣльный вѣсъ къ опредѣленной температурѣ. Въ Англіи всѣ удѣльные вѣса приводятъ къ температурѣ $60^0 F = 15.56^0 C$ и за единицу принимаютъ удѣльный вѣсъ воды при $4^0 C$. Результатъ измѣреній сопровождаютъ символомъ $S \frac{15.56}{4}$. Въ Германіи удѣльный вѣсъ приводятъ къ $17.5^0 C$, а за единицу принимаютъ удѣльный вѣсъ дистиллированной воды при $17.5^0 C$. Эту норму отмѣчаютъ знакомъ $S \frac{17.5}{17.5}$. Приведеніе къ этимъ нормамъ можно сдѣлать путемъ вычисленія или при помощи особыхъ таблицъ. Въ этомъ отношеніи особаго вниманія заслуживаютъ таблицы Кнудсена (Knudsen. Hydrographische Tabellen. Hamburg. 1901).

Содержаніе хлора. Содержаніе хлора опредѣляется титрованіемъ, чаще всего по способу Мора. Способъ этотъ основанъ на томъ, что хлоръ выдѣляется изъ морской воды растворомъ азотнокислаго серебра. Азотнокислое серебро осаждаетъ изъ данной пробы хлоръ въ видѣ бѣлаго нерастворимаго хлористаго серебра. Нужно только умѣть опредѣлить тотъ моментъ, когда процессъ образованія хлористаго серебра вполнѣ законченъ, т. е. когда весь хлоръ вступилъ въ соединеніе. Для

этого къ морской водѣ прибавляютъ небольшое количество раствора средняго хромоваго кали. Въ тотъ моментъ, когда весь хлоръ выдѣлился, прибавка этого раствора даетъ явственную красноватую окраску. Въ виду этого необходимо приготовить такой растворъ азотнокислаго серебра въ 1 литрѣ дистиллированной воды, чтобы одинъ *кб см* былъ достаточенъ для выдѣленія, напримѣръ, 0.01 *г* хлора; а для этого необходимо въ литрѣ дистиллированной воды растворить 47.887 *г* азотнокислаго серебра и часть раствора влить въ градуированную пипетку, раздѣленную на сотыя доли *кб см*. Въ особый стаканчикъ наливаютъ, положимъ, 10 *кб см* морской воды и нѣсколько капель раствора средней хромовой соли калія. Въ этотъ стаканчикъ приливаютъ титръ (сильно взбалтывая) до появленія краснаго цвѣта. Если, при этомъ, пришлось прибавить 20 *кб см* раствора, то взятая проба содержитъ $0.01 \times 20 = 0.2$ *г* хлора въ 10 *кб см*, или 20 *г* въ литрѣ воды. При этомъ опредѣляютъ температуру титра и пробы и, при помощи особыхъ таблицъ, приводятъ къ какой-либо условной температурѣ.

Если количество хлора опредѣлено, то нетрудно опредѣлить соленость по формулѣ

$$\frac{S}{Cl} = a.$$

Для водъ открытаго океана среднее значеніе хлорнаго коэффиціента равно 1.802.

Содержаніе различныхъ солей. Въ общемъ, въ составѣ океаническихъ водъ найдено до настоящаго времени до 32 изъ числа извѣстныхъ намъ простыхъ тѣлъ. Приведемъ здѣсь анализы Диттмара 77 образцовъ океаническихъ водъ, собранныхъ во время экспедиціи Челленджера. На основаніи этихъ анализовъ Диттмаръ считаетъ наиболѣе вѣроятнымъ слѣдующій составъ океаническихъ солей:

хлористый натрій.	77.758%
» магній.	10.878
сульфаты магнія	4.737
» извести	3.600
» калія	2.465
бромистый магній	0.217
карбонаты извести и проч. . .	0.345
	100.000

Запасъ соли въ океанахъ таковъ, что, если бы вся вода испарилась, то образовался бы слой соли толщиною въ 55 метровъ.

Распредѣленіе солености (приведенной плотности). Соленость океаническихъ водъ колеблется въ небольшихъ предѣлахъ. Въ общемъ

среднемъ она равна 3.5%. Но существуютъ условія, въ одномъ мѣстѣ повышающія, въ другомъ понижающія соленость. Всѣ тѣ обстоятельства, которыя увеличиваютъ приходъ прѣсной воды, уменьшаютъ соленость. Источниками прѣсной воды могутъ быть атмосферическіе осадки, притокъ водъ изъ рѣкъ, вода, получаемая отъ таянія льдовъ. Съ другой стороны, концентрація увеличивается при усиленіи испаренія. Испаренію способствуютъ, какъ намъ извѣстно, высокая температура, пониженная относительная влажность. На этомъ основаніи мы вправѣ ожидать, что въ поясѣ затишья встрѣтимъ пониженную соленость. Затѣмъ, соленость должна увеличиться въ области пассатовъ, особенно, на крайнихъ ихъ предѣлахъ, гдѣ вѣтеръ дуетъ съ наибольшимъ постоянствомъ. Внѣ тропиковъ температура постепенно понижается, испареніе уменьшается, количество осадковъ къ умѣренному поясу увеличивается; всѣ эти обстоятельства должны опять уменьшить соленость или приведенную плотность. И дѣйствительно, наблюденія показали, что по обѣ стороны экватора расположены, на окраинахъ тропиковъ, зоны максимальной солености (въ Атлантическомъ океанѣ 3.79%, а въ Тихомъ — 3.59%). Эти максимумы солености раздѣлены экваторіальной полосой уменьшенной солености (до 3.4%), наиболѣе выраженной въ восточныхъ частяхъ океановъ. Внѣ тропиковъ соленость постепенно убываетъ; это уменьшеніе идетъ правильнѣе въ южномъ полушаріи. Въ Ледовитомъ океанѣ, на крайнемъ сѣверѣ, найдена соленость 3.0% и даже 2.8%. Вліяніе льдовъ обнаруживается у Ньюфаундленда, у западныхъ береговъ Гренландіи (2.81%) и на сѣверѣ Берингова пролива (2.01%); вліяніе рѣкъ замѣтно у сѣверныхъ береговъ Ледовитаго океана (менѣе 1.0%).

Еще рѣзче видно вліяніе указанныхъ факторовъ на соленость во внутреннихъ моряхъ. Къ числу морей, въ которыхъ можно ожидать увеличенія солености, слѣдуетъ отнести:

Средиземное море, въ которомъ соленость равна 3.7 — 3.8%
Красное » » » » » 4.0%

Напротивъ того, соленость уменьшена:

въ Черномъ морѣ . . . . 1.6 — 1.8%
» Балтійскомъ (на югѣ) . . . 1.3
» Ботническомъ заливѣ . . . 0.3

Соленость въ нѣкоторыхъ замкнутыхъ водоемахъ:

Каспійское море на сѣверѣ. 0.7%
» » » югѣ. 1.3
Карабугазъ 16.4

Мертвое море	21.7
Соленое озеро при высокой водѣ . . .	13.4
» » » низкой » . . .	22.3

Соленость мало измѣняется съ глубиною. Въ среднемъ выводѣ для Атлантическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ Бёкананъ нашелъ, что соленость на поверхности равна 3.537%, на глубинѣ 800—1600 *м*—3.456%, а на днѣ—3.483%. Въ сѣверномъ Ледовитомъ океанѣ, по Нансену, соленость съ глубиною увеличивается отъ 2.123% на поверхности до 3.527% на глубинѣ 3000 *м*. Восточнѣе Гренландіи, по изслѣдованіямъ Мона, соленость увеличивается отъ 3.0—3.3% на поверхности до 3.3—3.4% на днѣ.

Вертикальное распредѣленіе солености во внутреннихъ моряхъ зависитъ, главнымъ образомъ, отъ обмѣна, особенно въ болѣе низкихъ горизонтахъ, съ водами сосѣднихъ водоемовъ. Рѣзкій примѣръ подобной зависимости представляетъ Черное море. Въ проливахъ существуютъ, какъ увидимъ далѣе, два теченія: верхнее—изъ Чернаго моря въ Средиземное и нижнее обратное, которое несетъ болѣе соленую воду Средиземнаго моря. Подъ вліяніемъ этого притока соленость въ Черномъ морѣ увеличивается съ глубиною, и въ нижнемъ ярусѣ существуетъ весьма мощный слой воды, соленость которой равна 2.24%. Точно такъ же соленость глубинныхъ водъ Балтійскаго моря увеличивается вслѣдствіе притока болѣе соленыхъ водъ Нѣмецкаго моря.

Распредѣленіе дѣйствительной плотности. До сихъ поръ мы говорили объ удѣльномъ вѣсѣ, приведенномъ къ извѣстной условной температурѣ. Эти удѣльные вѣса, или, иначе, *приведенныя* плотности, характеризуютъ собственно *соленость* морской воды и измѣняются всякій разъ съ ея измѣненіемъ. Между тѣмъ, въ физической жизни океановъ, особенно въ механизмѣ ихъ движеній, имѣетъ преобладающее значеніе распредѣленіе *дѣйствительной* плотности. Дѣйствительной плотностью будемъ называть символъ $\left(S\frac{t}{4}\right)$, т. е. удѣльный вѣсъ воды при наблюдаемой температурѣ моря и отнесенный къ плотности дистиллированной воды при $4^0 C$. Эта дѣйствительная плотность въ данномъ мѣстѣ и въ данное время зависитъ отъ температуры воды и ея солености. Повышеніе температуры уменьшаетъ плотность; напротивъ того, увеличеніе процентнаго содержанія соли увеличиваетъ плотность. Такимъ образомъ, дѣйствительная плотность въ данномъ мѣстѣ является результатомъ взаимодѣйствія этихъ двухъ факторовъ.

Дѣйствительная плотность по параллелямъ вычислена Шоттомъ для Атлантическаго океана:

70° с. ш.	1.0278	25° ю. ш.	1.0256
50° » »	1.0265	40° » »	1.0260
25° » »	1.0255	50° » »	1.0270
7° » »	1.0224		

т. е. плотность увеличивается вообще отъ экватора къ полюсамъ. Изъ таблицы Бёканана видно, съ другой стороны, что, въ среднемъ, дѣйствительная плотность увеличивается съ глубиною:

0	200	400	600	800	1600	3000	4000 *м.*
1.0252	'261	'268	'271	'273	'276	'279	'280 »

Роль солености въ физической жизни океановъ. Присутствіе солей кореннымъ образомъ измѣняетъ свойства океаническихъ водъ:

1) Присутствіе солей увеличиваетъ, во-первыхъ, удѣльный вѣсъ морской воды. Въ слѣдующей таблицѣ показанъ удѣльный вѣсъ воды при различномъ содержаніи солей и при $t = 17.5°$:

содержаніе солей	1.30	1.83	2.23	2.63	2.89	3.15	3.41	3.67	3.93
удѣльный вѣсъ	1.010	'14	'17	'20	'22	'24	'26	'28	'30

Увеличеніе плотности при увеличеніи процентнаго содержанія солей имѣетъ огромное значеніе въ экономіи природы. Такъ какъ въ различныхъ частяхъ океановъ содержаніе солей неодинаково, то устанавливается *разность* плотностей, дающая импульсъ къ обмѣну водъ и къ образованію конвекціонныхъ токовъ. Особенно рѣзко проявляется значеніе разности плотностей въ проливахъ, соединяющихъ водоемы, наполненные водами различной концентраціи, а также въ общей циркуляціи океаническихъ водъ. Представимъ себѣ два водоема, наполненныхъ водою различной плотности и соединенныхъ между собою узкимъ проливомъ. Въ такой системѣ водъ равновѣсіе не можетъ поддерживаться. Воды, менѣе плотныя, направляются по поверхности къ бассейну, содержащему болѣе плотныя воды; обратное направленіе будетъ имѣть нижнее теченіе. Такія теченія дѣйствительно существуютъ въ проливахъ, соединяющихъ Черное и Средиземное моря: верхнія, менѣе плотныя, воды Чернаго моря направляются къ Средиземному; болѣе плотныя воды Средиземнаго моря вливаются въ Черное море, занимая нижніе горизонты. Этотъ притокъ водъ, имѣющихъ температуру около 13.5°, вноситъ въ Черное море значительный запасъ тепла, имѣющій огромное значеніе для теплового режима Чернаго моря и окружающихъ его мѣстностей. Такія же теченія существуютъ въ Гибралтарскомъ и Бабельмандебскомъ проливахъ: верхнее теченіе направлено изъ океана, а нижнее — къ океану. Опытъ Карпентера иллю-

стрируетъ эти выводы. Вода наливается въ длинный и узкій стеклянный ящикъ. Одинъ конецъ столба воды, подкрашенный, положимъ, въ синій цвѣтъ, нагрѣвается, а другой, окрашенный въ красный, охлаждается. Если нагрѣваніе и охлажденіе поддерживаются въ теченіе извѣстнаго времени, то въ ящикѣ устанавливается медленная циркуляція. Синія, менѣе плотныя, струйки воды, по поверхности, направляются къ красному концу, а красныя, болѣе плотныя, ползутъ по дну въ противоположную сторону. Въ сторонѣ столба, имѣющей болѣе высокую температуру, образуется восходящій токъ; съ противоположной стороны устанавливается нисходящее теченіе. Является полная замкнутая циркуляція водъ. Въ природѣ мы имѣемъ аналогичныя условія: въ экваторіальной полосѣ воды океановъ нагрѣваются съ поверхности; въ полярныхъ странахъ мы имѣемъ сильно охлажденныя и болѣе плотныя массы. Слѣдовательно, въ толщѣ океаническихъ водъ должна образоваться такая вертикальная циркуляція: на поверхности во́ды получаютъ стремленіе двигаться къ полюсамъ, а въ нижнихъ слояхъ — отъ полюса къ экватору. Такъ какъ сила, дающая импульсъ этой циркуляціи, крайне ничтожна (разность плотностей между полюсомъ и экваторомъ), то эта циркуляція, особенно въ нижней своей части, должна быть крайне медленная, механически неуловимая; полярныя воды ползутъ по дну океановъ къ экватору. Это теченіе можно подмѣтить, лишь опредѣляя его температуру, соленость, плотность. Извѣстно, что вращеніе земли около оси стремится отклонить всякое тѣло, движущееся вдоль земной поверхности, въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ — влѣво отъ первоначальнаго направленія. Вслѣдствіе этого общее стремленіе водъ на поверхности океановъ получаетъ въ сѣверномъ полушаріи направленіе отъ юго-запада къ сѣверо-востоку, а на глубинахъ — отъ сѣверо-востока къ юго-западу. Косвеннымъ доказательствомъ существованія этой циркуляціи можетъ служить распредѣленіе температуры въ нижнихъ слояхъ океановъ. Мы увидимъ ниже, что температура океаническихъ водъ, вообще, съ глубиною уменьшается до самаго дна; даже въ тропическихъ странахъ, на большихъ глубинахъ, господствуютъ низкія температуры (до — 0.6°). Эти холодныя массы воды значительной мощности исходятъ изъ полярныхъ странъ и должны быть разсматриваемы, какъ нижній рукавъ общей океанической циркуляціи водъ.

2) Дистиллированная вода замерзаетъ при 0° и достигаетъ максимума плотности при 4°. Присутствіе солей понижаетъ какъ температуру замерзанія, такъ и температуру максимума плотности. При этомъ пониженіе температуры максимума плотности, при увеличеніи количества солей, идетъ быстрѣе, чѣмъ пониженіе температуры замерзанія. Вслѣдствіе этого, при извѣстномъ содержаніи солей, температура максимума плотности оказывается *ниже* температуры замерзанія. По Карстену:

соленость въ %	1	2	3	4
температура наибольшей плотности .	+1.7°	—0.8°	—3.5°	—6.1°
температура замерзанія	—0.7	—1.4	—2.1	—2.6

3) Коэффиціентъ расширенія воды увеличивается по мѣрѣ возрастанія солености и температуры.

4) Скорость испаренія морской воды меньше, чѣмъ прѣсной. По опытамъ Мазеле, соотношеніе между испареніемъ прѣсной и морской воды, содержащей 3.7% соли, выражается слѣдующими числами:

прѣсная вода . .	0.36	1.03	2.80	6.4 *мм*
морская вода . .	0.25	0.78	2.40	5.8 »
отношеніе . . .	1.4	1.3	1.2	1.1 »

т. е. отношеніе между испареніемъ прѣсной и соленой воды тѣмъ ближе къ единицѣ, чѣмъ испареніе идетъ быстрѣе.

5) Теплоемкость морской воды (0.93) меньше, чѣмъ дистиллированной, хотя и больше теплоемкости остальныхъ тѣлъ (теплоемкость воздуха = 0.237). Теплоемкость морской воды уменьшается съ увеличеніемъ ея плотности.

6) Упругость насыщенныхъ паровъ морской воды меньше, чѣмъ прѣсной. Поэтому, насыщеніе надъ солеными растворами наступаетъ раньше, чѣмъ надъ прѣсной водой.

Газы въ морской водѣ. Въ морской водѣ находятся въ растворѣ различные газы. Растворимость газа зависитъ отъ температуры и давленія: 1) съ увеличеніемъ температуры растворимость уменьшается; 2) растворимость пропорціональна давленію, но не общему, а парціальному давленію газа, о растворимости котораго идетъ рѣчь. Найдено, что въ 100 объемахъ воздуха, поглощеннаго морской водой, содержится 33.9% кислорода и 66.1% азота. Но эти среднія числа претерпѣваютъ нѣкоторыя колебанія, причину которыхъ слѣдуетъ искать въ постоянномъ движеніи воды, въ процессахъ окисленія, въ большемъ или меньшемъ ея богатствѣ органической жизнью и т. п. По Бёканану, количество кислорода уменьшается до глубины 300 саженъ (до 11%), а на глубинѣ 800 саженъ оно равно 23—24%. Минимумъ (на глубинѣ 300 саженъ) объясняется сильнымъ развитіемъ органической жизни въ этомъ слоѣ, особенно въ тропическихъ моряхъ. Холодныя воды полярныхъ странъ сильнѣе растворяютъ воздухъ; но часть кислорода потребляется на процессы окисленія; неизмѣннымъ остается только содержаніе азота. Полярныя воды, ползущія по дну океановъ къ экватору, можно, поэтому, прослѣдить по количеству растворенпаго въ нихъ азота. Вообще, количество растворенпаго въ водѣ кислорода не особенно сильно уменьшается съ глубиною, несмотря на постоянный расходъ этого газа; изъ этого мы вправѣ заключить, что въ водахъ океановъ должна имѣть

мѣсто, своего рода, компенсація. Компенсація эта можетъ происходить только съ поверхности, а это даетъ намъ право заключить, что въ океанѣ происходитъ весьма сильный обмѣнъ поверхностныхъ и глубинныхъ водъ, что крайне важно для поддержанія физической и органической жизни океановъ.

Углекислота не остается въ морской водѣ вся свободной; она большею частью вступаетъ въ соединеніе съ карбонатами для образованія бикарбонатовъ. При температурѣ около 20° Диттмаръ нашелъ среднее количество углекислоты на поверхности

Атлантическаго океана 40 *мг* на 1 литръ воды
Тихаго » 36 » » » » »

Подобно другимъ газамъ, количество углекислоты увеличивается съ пониженіемъ температуры.

Черноморскія экспедиціи 90-хъ годовъ, подъ руководствомъ Шпиндлера, обнаружили тотъ замѣчательный фактъ, что воды Чернаго моря, начиная съ 100-саженной глубины, заражены сѣроводородомъ. Наибольшее его количество найдено

на глубинѣ 1159 саженъ . . . . 0.0005 *г* въ 1 литрѣ воды.

Профессоръ Андрусовъ предполагаетъ, что вымираніе организмовъ и разложеніе на днѣ ихъ остатковъ, при недостаткѣ циркуляціи воздуха, можетъ быть причиною образованія сѣроводорода. По мнѣнію Лебединцева, сѣроводородъ является результатомъ возстановленія сѣрнокислыхъ солей органическими веществами до сѣрнистыхъ соединеній и разложенія послѣднихъ водою въ сильно разбавленномъ растворѣ; возможна при этомъ дѣятельность бактерій. Вообще вопросъ этотъ нуждается въ дальнѣйшихъ изслѣдованіяхъ.

V.

Солнечное лучеиспусканіе.

Собственно жизнь на земной поверхности, во всемъ ея разнообразіи, вызывается тѣми потоками энергіи, которые врываются въ нашу атмосферу въ формѣ солнечной радіаціи. Часть лучистой энергіи получается также отъ луны, планетъ и звѣздъ и, какъ мы увидимъ дальше, отъ самой атмосферы. Но лучеиспусканіе звѣздъ и планетъ крайне ничтожно. По Ланглею, совокупная ихъ радіація даетъ въ каждую минуту, на 1 *кв см* поверхности, незначительную часть малой калоріи.

Полное дѣйствіе лунной радіаціи можетъ поднять температуру вычерненнаго шарика термометра на $\frac{1^0}{6000}$ *С*. Такимъ образомъ, вся жизнь нашей планеты, во всемъ ея разнообразіи, обусловливается притокомъ солнечной радіаціи. Общій приходъ этой энергіи громаденъ. По приблизительному подсчету, годовой приходъ этой энергіи оцѣнивается въ 3.2×10^{18} граммокалорій въ минуту или 1.68×10^{24} граммокалорій въ годъ. Нужно 600 000 лѣтъ сожигать весь находящійся въ распоряженіи человѣка горючій матеріалъ (дрова, уголь и т. д.), чтобы получить то количество тепла, которое солнце посылаетъ на земную поверхность въ теченіе одного года. Солнечная энергія приводитъ въ движеніе сложный механизмъ воздушныхъ и морскихъ теченій; подъ вліяніемъ солнечныхъ лучей происходитъ работа испаренія съ поверхности земной; пары поднимаются вверхъ, переносятся воздушными теченіями въ другія части земной поверхности, сгущаются и падаютъ въ формѣ различнаго рода осадковъ (дождя, снѣга и т. д.), которые, по рѣкамъ и ручьямъ, опять попадаютъ въ море. Короче, работой солнца поддерживается живительный круговоротъ воды на земной поверхности. Солнечные лучи нагрѣваютъ земную поверхность, и тепло это постепенно передается отъ слоя къ слою какъ въ глубь, такъ и въ атмосферу и обусловливаетъ въ почвѣ и атмосферѣ тотъ запасъ тепла, который столь необходимъ для всякой органической жизни. Свѣтовая часть солнечной энергіи даетъ наше дневное освѣщеніе и все разнообразіе оптическихъ метеоровъ (радуга, голубой цвѣтъ неба, круги около солнца и луны). Зеленыя части растеній, подъ вліяніемъ свѣта, разлагаютъ углекислоту воздуха, скопляя въ тканяхъ своихъ запасы углерода. Мало того, работа солнечныхъ лучей не только поддерживаетъ жизнь нашей планеты въ ея настоящемъ; путемъ отложенія углерода въ растеніяхъ, она скопляется, образуя запасы потенціальной энергіи, которой мы пользуемся сотни и тысячи лѣтъ спустя въ формѣ каменнаго угля. Работой солнца, какъ мы сказали, вода въ видѣ пара переносится въ атмосферѣ, скопляется въ формѣ снѣга и льда на горахъ и питаетъ наши источники, ручьи, рѣки, водопады, представляющіе новый аккумулированный запасъ солнечной энергіи, которымъ человѣчество начинаетъ широко пользоваться для различныхъ техническихъ цѣлей, преобразовывая его въ свѣтъ, теплоту, движеніе и другія формы. Это, своего рода, *бѣлый уголь*. Дѣлались попытки, какъ увидимъ далѣе, аккумулировать солнечные лучи путемъ концентрированія ихъ при помощи зеркалъ (инсоляторы). Естественно, поэтому, что изученіе количества и распредѣленія солнечной энергіи на земной поверхности и въ ея атмосферѣ составляетъ краеугольный камень *физики земного шара*.

Составъ солнечной радіаціи. Призма, поставленная на пути солнечнаго луча, разлагаетъ его на цѣлый рядъ элементарныхъ волнъ различной длины и различной преломляемости отъ крайнихъ, невидимыхъ глазу, ультракрасныхъ до крайнихъ, тоже не воспринимаемыхъ зрѣніемъ, ультрафіолетовыхъ (спектръ). Свѣтовая часть спектра составляетъ одну, такъ сказать, октаву въ безконечномъ рядѣ колебательныхъ движеній. Предѣлы доступнаго нашимъ изслѣдованіямъ спектра постепенно раздвигаются. Но наблюденія не обнаружили до настоящаго времени присутствія въ солнечной радіаціи длинныхъ электрическихъ волнъ, а съ другой стороны — катодныхъ и рентгеновскихъ лучей.

Если мы бѣлымъ пучкомъ свѣта будемъ называть пучекъ, въ составъ котораго входятъ лучи всевозможныхъ преломляемостей отъ крайнихъ ультракрасныхъ до крайнихъ ультрафіолетовыхъ, то, съ точки зрѣнія этого опредѣленія, солнечный лучъ окрашенъ. Извѣстно, что солнечная атмосфера обладаетъ избирательною поглощательною способностью; она поглощаетъ лучи извѣстной преломляемости, т. е. окрашиваетъ бѣлый пучекъ, исходящій изъ солнечнаго ядра. Дальнѣйшей окраскѣ онъ подвергается въ земной атмосферѣ. Въ спектрѣ являются новыя темныя линіи земного происхожденія, *теллурическія* линіи. Главной поглощающей средой въ земной атмосферѣ являются водяные пары; увеличеніе количества водяныхъ паровъ въ атмосферѣ отмѣчается въ спектроскопѣ усиленіемъ напряженности теллурическихъ линій. Въ виду этого, сдѣланы были попытки примѣненія спектроскопа къ предсказанію предстоящаго дождя.

Напряженіе солнечной радіаціи. Вопросъ объ измѣреніи напряженія солнечной энергіи составляетъ довольно трудную, чисто физическую, задачу. Къ рѣшенію этой задачи можно подойти различными способами. Представимъ себѣ мысленно вырѣзанный, изъ общаго потока солнечныхъ лучей, призматическій пучекъ, сѣченіе котораго равно одному квадратному сантиметру. Поставимъ на пути пучка какое-нибудь тѣло и подвергнемъ дѣйствію инсоляціи, въ теченіе одной минуты, вычерненную его поверхность, нормальную къ оси пучка. Падающая на наше тѣло лучистая энергія поглощается тѣломъ и можетъ преобразоваться въ различныя формы. Энергія эта можетъ, во-первыхъ, преобразоваться въ тепловую и нагрѣть тѣло или вызвать переходъ его изъ одного состоянія въ другое,—напр., плавленіе; зная теплоемкость тѣла и его вѣсъ или скрытое тепло плавленія и количество расплавленнаго вещества, можемъ выразить въ калоріяхъ энергію, которую несетъ каждую минуту пучекъ солнечныхъ лучей въ 1 *кв см* сѣченія. То количество энергіи, которое несетъ этотъ призматическій пучекъ свѣта въ 1 минуту, назовемъ *напряженіемъ солнечной радіаціи* или просто *солнечной радіаціей* и будемъ обозначать числовую ея величину, выра-

женную въ малыхъ калоріяхъ, буквой *J*. Это количество *J* выразитъ, слѣдовательно, то количество тепла, которое получаетъ въ одну минуту каждый квадратный сантиметръ поверхности, поставленной нормально къ солнечнымъ лучамъ. Но этотъ же пучекъ, падая на химически сложное тѣло, или на смѣсь тѣлъ, способныхъ образовать химическое соединеніе, можетъ вызвать *химическую реакцію;* въ этомъ случаѣ о напряженіи пучка можно судить или по интенсивности внѣшнихъ измѣненій, произведенныхъ подъ дѣйствіемъ свѣта, или по количеству произведенной внутренней химической работы. Падая на одинъ изъ спаевъ термоэлектрической пары, солнечная энергія можетъ выступить въ формѣ электровозбудительной силы термоэлектрическаго тока, а, слѣдовательно, напряженіе солнечнаго свѣта можно выразить въ электрическихъ единицахъ. Въ концѣ 80-хъ годовъ удалось открыть новое свойство лучей, какъ электрическихъ, такъ и солнечныхъ. Свойство это открыто Герцемъ, Гальваксомъ, изслѣдовано покойнымъ проф. Столѣтовымъ и, въ послѣднее время, Эльстеромъ и Гейтелемъ. Найдено, что подъ вліяніемъ лучей, фіолетовыхъ и особенно ультрафіолетовыхъ, заряженный отрицательно электроскопъ теряетъ свой электрическій зарядъ. Скорость разсѣянія находится въ извѣстной зависимости отъ напряженія радіаціи. Это — актино-электрическія явленія. Наконецъ, солнечный пучекъ даетъ *свѣтовое* напряженіе и, въ извѣстныхъ предѣлахъ, можно допустить, что между свѣтовой и общей энергіей солнечнаго луча существуетъ нѣкоторое соотношеніе. Возможенъ, слѣдовательно, *фотометрическій* методъ сужденія о напряженіи солнечной радіаціи.

Каждое изъ перечисленныхъ преобразованій солнечной энергіи можно положить въ основу опредѣленій напряженія солнечной радіаціи. Возможны, слѣдовательно, методы тепловые, химическіе, электрическіе, фотометрическіе, актино-электрическіе. Конечно, методы эти не могутъ дать согласныхъ результатовъ, такъ какъ солнечная радіація есть радіація составная, а каждое изъ указанныхъ преобразованій производится, по преимуществу, лучами извѣстной преломляемости; напр., актиническія явленія обусловливаются лучами фіолетовыми и ультрафіолетовыми, фотометрическія — лучами видимой части спектра; между тѣмъ, намъ неизвѣстна точная зависимость между работой извѣстной группы лучей и общею напряженностью пучка. Кромѣ того, составъ солнечнаго пучка, въ зависимости отъ состоянія метеорологическихъ факторовъ, можетъ постоянно мѣняться. Въ зависимости отъ примѣненнаго метода, мы можемъ выразить результаты нашихъ измѣреній въ единицахъ тепловыхъ (калоріяхъ), свѣтовыхъ, въ единицахъ электровозбудительной силы или химической работы (внутренней или внѣшней).

Тепловой методъ опредѣленія солнечнаго лучеиспусканія. Приборы Пулье и Крова. Тепловой методъ можно примѣнить двоякимъ образомъ.

Можно подвергнуть тѣло дѣйствію солнечныхъ лучей въ теченіе извѣстнаго времени и опредѣлить количество тепла, поглощеннаго имъ. Подобный методъ называютъ *динамическимъ* методомъ. Можно также подвергнуть дѣйствію солнечныхъ лучей шарики двухъ термометровъ, изъ которыхъ одинъ вычерненъ, а другой блестящій, выждать того момента, когда они достигнутъ стаціонарнаго состоянія и напряженіе солнечнаго лучеиспусканія вычислить по разности показаній обоихъ термометровъ. Этотъ методъ называется *статическимъ*.

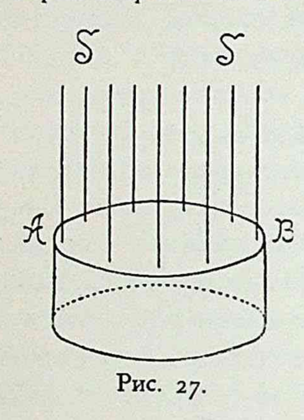


Рис. 27.

Представимъ себѣ тѣло, имѣющее цилиндрическую форму (рис. 27), вѣсъ котораго равенъ *p г*, а теплоемкость — *c*. На верхнюю его плоскость падаютъ нормально солнечные лучи, вслѣдствіе чего тѣло нагрѣвается. Если первоначальная температура его была T_1, а окончательная, послѣ 5 минутъ инсоляціи, T_2, то количество тепла, полученнаго каждымъ квадратнымъ сантиметромъ его поверхности (въ предположеніи, что все упавшее тепло пошло на нагрѣваніе тѣла), будетъ

$$J = \frac{cp(T_2 - T_1)}{5s} = A(T_2 - T_1),$$

гдѣ s — площадь инсолируемой поверхности въ *кв см*. Величины c, p и s опредѣляютъ предварительными опытами. Очевидно, что J и дастъ то, что мы назвали напряженіемъ солнечнаго лучеиспусканія. Прототипомъ приборовъ, основанныхъ на этомъ принципѣ, можетъ служить *пиргеліометръ Пулье* (рис. 28). Приборъ этотъ состоитъ изъ тонкостѣннаго серебрянаго цилиндра *VV* большого діаметра, но малой высоты, наполненнаго водою; передняя поверхность цилиндра вычернена. Въ цилиндрѣ помѣщается шарикъ чувствительнаго термометра, шкала котораго находится въ особой гильзѣ *cc'*. На другомъ концѣ гильзы укрѣпленъ кружокъ *dd*, діаметръ котораго равенъ діаметру сосуда *VV*. Весь приборъ помѣщается на особой подставкѣ и можетъ вращаться въ различныхъ плоскостяхъ и около своей оси. Необходимо предварительно опредѣлить, возможно точнѣе, теплоемкость цилиндра съ водою, а также величину вычерненной поверхности (въ *кв см*). Самое наблюденіе производится слѣдующимъ образомъ. Оріентируютъ приборъ, т. е. ставятъ его такъ, чтобы лучи солнца падали перпендикулярно на вычерненную поверхность, а это будетъ достигнуто тогда, когда тѣнь цилиндра вполнѣ покроетъ нижній кружокъ *dd*; затѣмъ, начиная съ извѣстнаго момента, нужно измѣрить по термометру повышеніе температуры отъ дѣйствія солнечныхъ лучей въ теченіе, на-

примѣръ, 5 минутъ; при этомъ приборъ постоянно поворачиваютъ около оси при помощи пуговки *b*, дабы вода въ цилиндрѣ успѣвала принимать однообразную температуру и не образовала на внутренней сторонѣ инсолируемой поверхности непроводящей пленки. Но это измѣреніе требуетъ введенія нѣкоторыхъ поправокъ. Извѣстно, что всякое тѣло, находясь въ средѣ, имѣющей болѣе низкую температуру, теряетъ тепло путемъ лучеиспусканія и теплопроводности, и потеря эта тѣмъ больше, чѣмъ больше разность между температурой тѣла и температурой среды. Когда цилиндръ *VV* нагрѣвается, онъ начинаетъ въ то же время терять часть своего тепла въ воздухъ, а потому *видимое* нагрѣваніе его ниже *дѣйствительнаго*. Вычислить теоретически поправку отъ охлажденія весьма трудно. Въ виду этого примѣняютъ слѣдующій пріемъ. Безъ значительной погрѣшности можно допустить, что охлажденіе во время опыта (5 минутъ) равно средней ариѳметической изъ охлажденія въ теченіе 5 минутъ до опыта и въ теченіе 5 минутъ послѣ опыта. Согласно съ этимъ допущеніемъ, опытъ производятъ такимъ образомъ: оріентируютъ приборъ, закрываютъ его ширмой и опредѣляютъ его охлажденіе (t_1) въ теченіе 5 минутъ въ тѣни. Затѣмъ ширму отодвигаютъ; приборъ нагрѣвается въ теченіе 5 минутъ; опять ставится ширма и измѣряютъ вновь его охлажденіе (t_2) въ тѣни. Безъ значительной погрѣшности можно допустить, что охлажденіе во время опыта равно средней ариѳметической изъ охлажденія до и послѣ опыта, т. е.

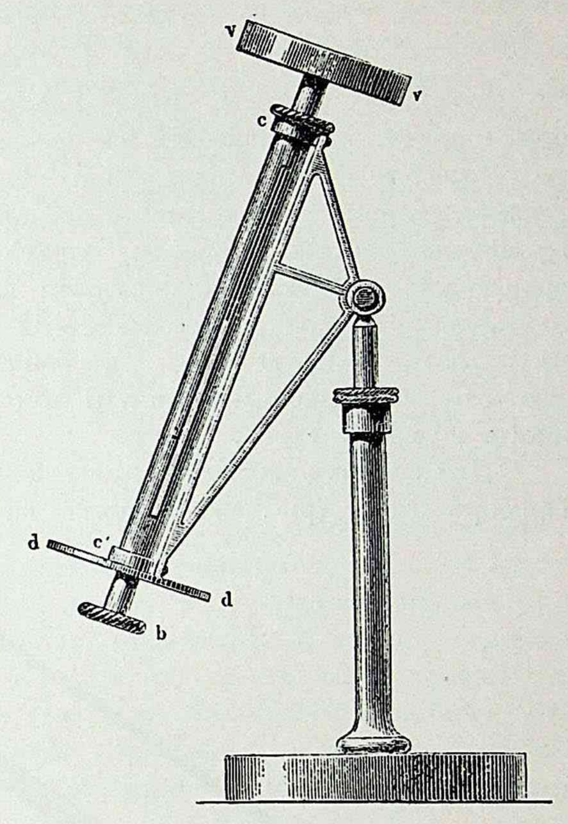


Рис. 28.

$$\frac{t_1 + t_2}{2},$$

а слѣдовательно, исправленное нагрѣваніе будетъ

$$(T_2 - T_1) + \frac{t_1 + t_2}{2}$$

$$\text{и} \qquad J = \frac{cp\left[(T_2 - T_1) + \frac{t_1 + t_2}{2}\right]}{5s}. \qquad (58)$$

Но необходимо замѣтить, что въ первую минуту послѣ закрытія прибора ширмой, нагрѣваніе все же продолжается (продолженіе реакціи по устраненіи дѣйствующаго агента). То же явленіе наблюдается и при удаленіи ширмы: въ 1-ю минуту продолжается охлажденіе. Принимая во вниманіе это обстоятельство, опредѣленіе въ окончательномъ видѣ производятъ слѣдующимъ образомъ: наблюдаютъ 5 минутъ въ тѣни и открываютъ ширму; наблюденіе 6-ой минуты отбрасываютъ; затѣмъ наблюдаютъ 7—11-ую минуту; въ концѣ 11-ой минуты ширму закрываютъ и наблюденіе 12-ой минуты отбрасываютъ. Остается только записать показаніе 13—17 минутъ.

Для бѣглыхъ наблюденій чаще пользуются *актинометромъ* Крова. Приборъ этотъ (рис. 29) состоитъ изъ большой термометровидной

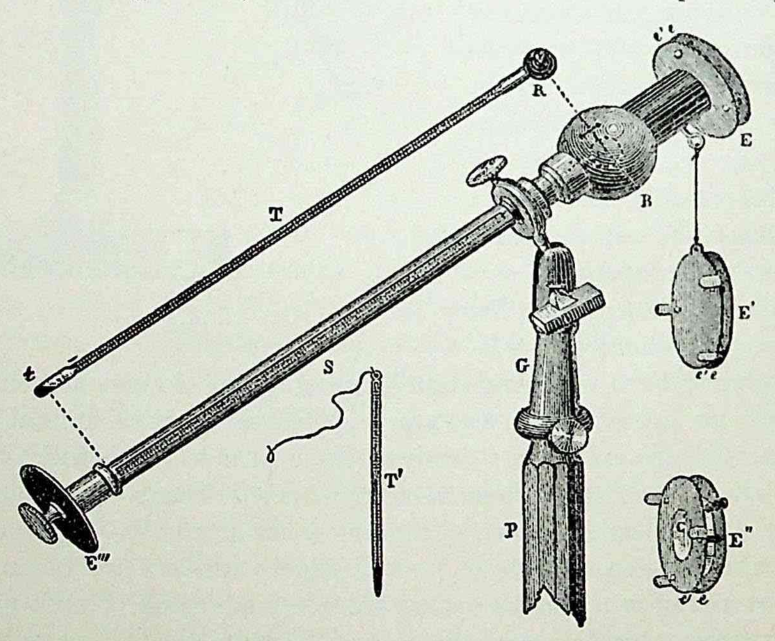


Рис. 29.

стеклянной трубки RTt съ вычерненнымъ шарикомъ R, который помѣщается въ центрѣ никеллированнаго шара B. Черезъ прорѣзъ въ гильзѣ S видны равныя, произвольной величины, дѣленія. Весь приборъ укрѣпляется на треножникѣ PG. Переднее отверстіе можетъ быть закрыто ширмочкой E'. Шарикъ R наполненъ спиртомъ, въ которомъ находится капля ртути, служащая для выпусканія индексовъ. Чтобы получить индексъ, устанавливаютъ приборъ вертикально, шарикомъ вверхъ; при

этомъ ртуть займетъ самое низкое положеніе въ шарикѣ, а часть ея войдетъ въ каналъ, частью подъ давленіемъ собственной тяжести, частью вслѣдствіе расширенія спирта подъ вліяніемъ тепла руки, приложенной на время къ отверстію прибора. Затѣмъ, быстро приведя приборъ въ горизонтальное положеніе, мы отрываемъ всю остальную ртуть, и индексъ полученъ. Далѣе мы манипулируемъ приблизительно такъ же, какъ и съ пиргеліометромъ Пулье, т. е. оріентируемъ приборъ такъ, чтобы солнечные лучи падали по оси прибора, а это будетъ достигнуто тогда, когда тѣнь верхней расширенной части гильзы закроетъ нижній кружокъ E'''. Затѣмъ наблюдаемъ перемѣщеніе индекса въ 1-ую минуту при закрытой ширмѣ. Въ концѣ 1-ой минуты ширму удаляемъ, наблюденіе 2-й минуты отбрасываемъ и отсчитываемъ нагрѣваніе прибора въ 3-ью минуту; въ концѣ третьей минуты ширма закрывается; наблюденіе 4-ой минуты опять отбрасываемъ и отсчитываемъ охлажденіе въ теченіе 5-ой минуты. Такимъ образомъ, результатъ опредѣленія выразится произвольными дѣленіями актинометра, а, слѣдовательно, результаты, полученные различными актинометрами, будутъ несравнимы между собою, подобно тому, какъ несравнимы измѣренія одного и того же разстоянія единицами различной длины. Чтобы выразить результаты эти въ *абсолютныхъ* тепловыхъ единицахъ (калоріяхъ), нужно актинометръ *градуировать*. Градуировать актинометръ значитъ найти тепловое значеніе одного его дѣленія, т. е. узнать, сколько калорій посылаетъ солнце въ одну минуту на одинъ *кв см* поверхности, если индексъ прибора передвигается на одно дѣленіе. Градуированіе дѣлается путемъ сравненія актинометра Крова съ нормальнымъ пиргеліометромъ. Положимъ, что наблюденія производятся по обоимъ приборамъ въ одинъ и тотъ же моментъ. По показаніямъ пиргеліометра радіація равна, напр., 0.999 калорій, а въ актинометрѣ индексъ, послѣ введенія поправки, перемѣстился на 16.1 дѣленій. Слѣдовательно, одно дѣленіе актинометра будетъ соотвѣтствовать 0.999 : 16.1 = 0.062. Повторяя эти сравненія нѣсколько разъ, можно найти среднюю величину тепла, соотвѣтствующаго перемѣщенію индекса на одно дѣленіе актинометра. Полученное, такимъ образомъ, число называется *тепловымъ коэффиціентомъ актинометра* Крова. Это число служитъ для обращенія относительныхъ показаній актинометра Крова въ абсолютныя.

Шведскій ученый Онгстремъ устроилъ такъ называемый компенсаціонный актинометръ, который считается въ настоящее время нормальнымъ приборомъ для измѣренія солнечной радіаціи. Принципъ этого прибора слѣдующій.

Двѣ очень тонкія и совершенно одинаковыя металлическія полоски укрѣплены на разстояніи нѣсколькихъ *мм* другъ отъ друга. Со стороны, обращенной къ измѣряемому источнику тепла, полоски вы-

чернены. Къ заднимъ поверхностямъ полосокъ прикрѣплены спаи термоэлектрическихъ элементовъ, въ цѣпь которыхъ вставленъ гальванометръ. Если одна изъ пластинокъ подвергается инсоляціи, а другая находится въ тѣни, то въ цѣпи является токъ. Особымъ токомъ, силу котораго можно довольно точно регулировать, Онгстремъ нагрѣваетъ полоску, находящуюся въ тѣни, пока стрѣлка гальванометра не придетъ въ равновѣсіе; въ этомъ случаѣ, очевидно, обѣ полоски будутъ имѣть одинаковую температуру, и количество энергіи, падающей на инсолируемую пластинку, равно энергіи тока, проходящаго по затѣненной. Если обозначимъ черезъ:

i — силу тока,

r — сопротивленіе полоски,

b — ширину ея,

a — поглощательную способность поверхности полосокъ,

q — количество лучистой энергіи, падающей на 1 *кв см* въ одну секунду,

то qab будетъ количество граммо-калорій, полученныхъ инсолируемою пластинкою отъ источника лучеиспусканія. Выраженная въ граммо-калоріяхъ, энергія электрическаго тока $= \frac{ri^2}{4.18}$. Когда токъ въ цѣпи отсутствуетъ, то

$$baq = \frac{ri^2}{4.18},$$

откуда

$$q = \frac{ri^2}{4.18ab} \text{ гр.-калор. } {}^{сек}/_{кв\,см},$$

или

$$Q = \frac{ri^2 \times 60}{4.18ba} \text{ гр.-калор. } {}^{мин}/_{кв\,см}. \qquad (59)$$

Такъ какъ температура полосокъ одинакова, то результатъ не требуетъ поправокъ отъ лучеиспусканія, проводимости и конвекціи. Такимъ образомъ, чтобы имѣть величину радіаціи въ абсолютныхъ единицахъ, необходимо разъ на всегда опредѣлить постоянныя r, b и a, во время же измѣреній придется наблюдать только i. Правда, сопротивленіе r будетъ измѣняться съ температурою, но соотвѣтственную поправку ввести нетрудно.

Статическій методъ. Нерѣдко, особенно на сельско-хозяйственныхъ станціяхъ, примѣняется методъ *статическій*, осуществленіемъ котораго можетъ служить относительный актинометръ Араго-Дэви.

Актинометръ Араго-Деви (рис. 30) состоитъ изъ двухъ термометровъ одинаковой величины, одинъ — съ чернымъ шарикомъ, другой — съ блестящимъ; они окружены стеклянными трубками съ баллонами въ 4 *см* въ діаметрѣ. Въ оболочкахъ этихъ воздухъ разрѣженъ. Оба термометра устанавливаются такъ, чтобы они подвергались, по возможности, одинаковой инсоляціи. Каждый изъ шариковъ, съ одной стороны, получаетъ тепло, съ другой — теряетъ его путемъ теплопроводности и лучеиспусканія. Когда приходъ тепла дѣлается равнымъ расходу, термометръ достигаетъ стаціонарнаго состоянія. При стаціонарномъ состояніи показаніе чернаго шарика t_1, очевидно, больше, чѣмъ показаніе блестящаго t_2, и разность $t_1 - t_2$ служитъ мѣрою солнечной радіаціи, такъ какъ, въ первомъ приближеніи, J пропорціонально $t_1 - t_2$. Проф. Лѣсного Института Любославскій произвелъ рядъ сравнительныхъ наблюденій надъ актинометромъ Араго-Дэви. Оказалось, что въ актиноскопѣ Араго-Дэви мы имѣемъ «достаточно грубый, но совершенно доступный для всякой станціи приборъ, дающій сглаженную до извѣстной степени радіацію, который можно рекомендовать сельско-хозяйственнымъ станціямъ. Но для измѣренія радіаціи, время отъ времени, для этого прибора необходимо опредѣлять и провѣрять переводный факторъ сравненіемъ съ надежнымъ актинометромъ».

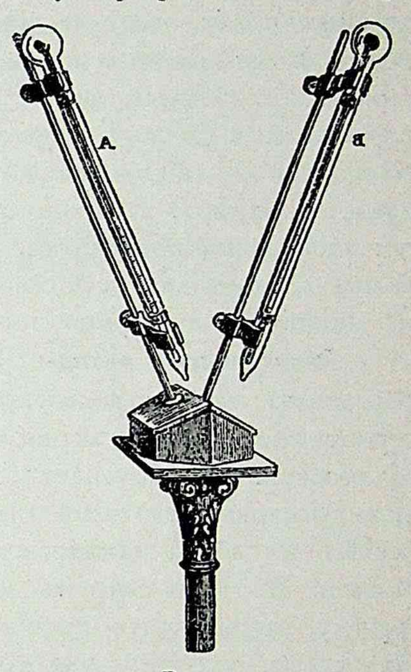


Рис. 30.

Химическіе методы. Въ химическихъ актинометрахъ мѣрою солнечной радіаціи считаютъ количество вещества, образовавшагося при извѣстной реакціи, происходящей подъ дѣйствіемъ солнечнаго пучка, или интенсивность внѣшнихъ измѣненій, вызванныхъ реакціей. Для этой цѣли примѣняемы были разнообразныя реакціи. Еще Дрэперъ измѣрялъ химическое дѣйствіе свѣта по количеству хлористоводородной кислоты, образовавшейся подъ дѣйствіемъ свѣта изъ равныхъ объемовъ хлора и водорода. Пріемъ этотъ былъ видоизмѣненъ и усовершенствованъ Бунзеномъ и Роско. Маршанъ основалъ свой способъ на измѣреніи количества угольной кислоты, выдѣляющейся изъ воднаго раствора щавелевой кислоты и шестихлористаго желѣза. Буазенъ въ 1860 г. и позже Бунзенъ и Роско примѣняли бумагу, обработанную хлористымъ серебромъ, для опредѣленія химической силы свѣта. Еще недавно Швабе опубликовалъ результаты многолѣтнихъ наблюденій, произведенныхъ

по этому методу, видоизмѣненному Виснеромъ, въ Кремсмюнстерѣ. Но наблюденія, произведенныя при посредствѣ различныхъ реакцій, очевидно, несравнимы между собой. Наиболѣе сильное возраженіе выдвинуто французскимъ химикомъ Бертло. Существуютъ двѣ группы реакцій: *экзотермическія*, выдѣляющія тепло, и *эндотермическія*, поглощающія тепло. Въ экзотермическихъ реакціяхъ, свѣтъ только обусловливаетъ химическое дѣйствіе, но не онъ производитъ главную работу; свѣтъ играетъ какъ бы роль спички, воспламеняющей костеръ. Въ эндотермическихъ реакціяхъ именно свѣтовое дѣйствіе производитъ работу, какъ, напримѣръ, въ процессахъ воздушнаго питанія растеній или разложенія хлористаго серебра. Бо́льшая часть реакцій, которыми пользовались для фотохимическихъ изслѣдованій, принадлежитъ, между тѣмъ, къ реакціямъ экзотермическимъ.

Электрическіе методы. Энергія солнечнаго луча можетъ быть преобразована въ электродвигательную силу, что̀ даетъ возможность построить электрическіе актинометры. Основная идея этихъ актинометровъ заключается въ слѣдующемъ. Представимъ себѣ, что вычерненный спай термоэлектрическаго элемента или одна сторона цѣлаго термоэлектрическаго столбика подвергается инсолирующему дѣйствію источника энергіи. Въ цѣпь введенъ мультипликаторъ. Если мы откроемъ діафрагму, закрывающую спай, и подвергнемъ его дѣйствію лучей солнца, то стрѣлка получитъ нѣкоторое импульсивное движеніе. Это импульсивное дѣйствіе пропорціонально начальной скорости нагрѣванія, которая, въ свою очередь, находится въ прямой зависимости отъ напряженія солнечной радіаціи въ этотъ моментъ; слѣдовательно, импульсивное отклоненіе стрѣлки, измѣренное гальванометромъ, можетъ служить для измѣренія солнечной инсоляціи. Результаты наблюденій будутъ выражены отклоненіями гальванометра. Градуируя приборъ, можно результаты эти перевести въ абсолютныя единицы. Методъ этотъ далъ возможность Крова устроить весьма удобные *самопишущіе* или *регистрирующіе* актинографы.

Переходную ступень между актинометрами химическими и электрическими занимаетъ фотохимическій актинометръ Е. Беккереля, видоизмѣненный Егоровымъ. Еще Е. Беккерель замѣтилъ, что, если погрузить двѣ металлическія пластинки въ слабый водный растворъ кислотъ, щелочей или солей и подвергнуть одну изъ нихъ дѣйствію свѣтовыхъ лучей, а другую помѣстить въ темнотѣ, то при этомъ обнаруживается токъ. Позже Беккерель констатировалъ, что, если покрыть платиновыя пластинки разлагающимся на свѣтѣ веществомъ, напримѣръ, хлористымъ серебромъ, то, подъ дѣйствіемъ свѣта, пластинки электризовались положительно, а жидкость — отрицательно, и получался довольно сильный токъ. Активными лучами являлись лучи фіолетовые и

ультрафіолетовые. Продолжая изслѣдованія Беккереля, Егоровъ построилъ свой фотоэлектрическій актинометръ, состоявшій изъ двухъ пластинокъ, покрытыхъ слоемъ іодистаго серебра, погруженныхъ въ 2% растворъ сѣрной кислоты и замкнутыхъ чувствительнымъ гальванометромъ.

Результаты наблюденій. Дневной ходъ. Разрабатывая актинометрическія записи, мы замѣчаемъ, что напряженіе солнечной радіаціи обна-

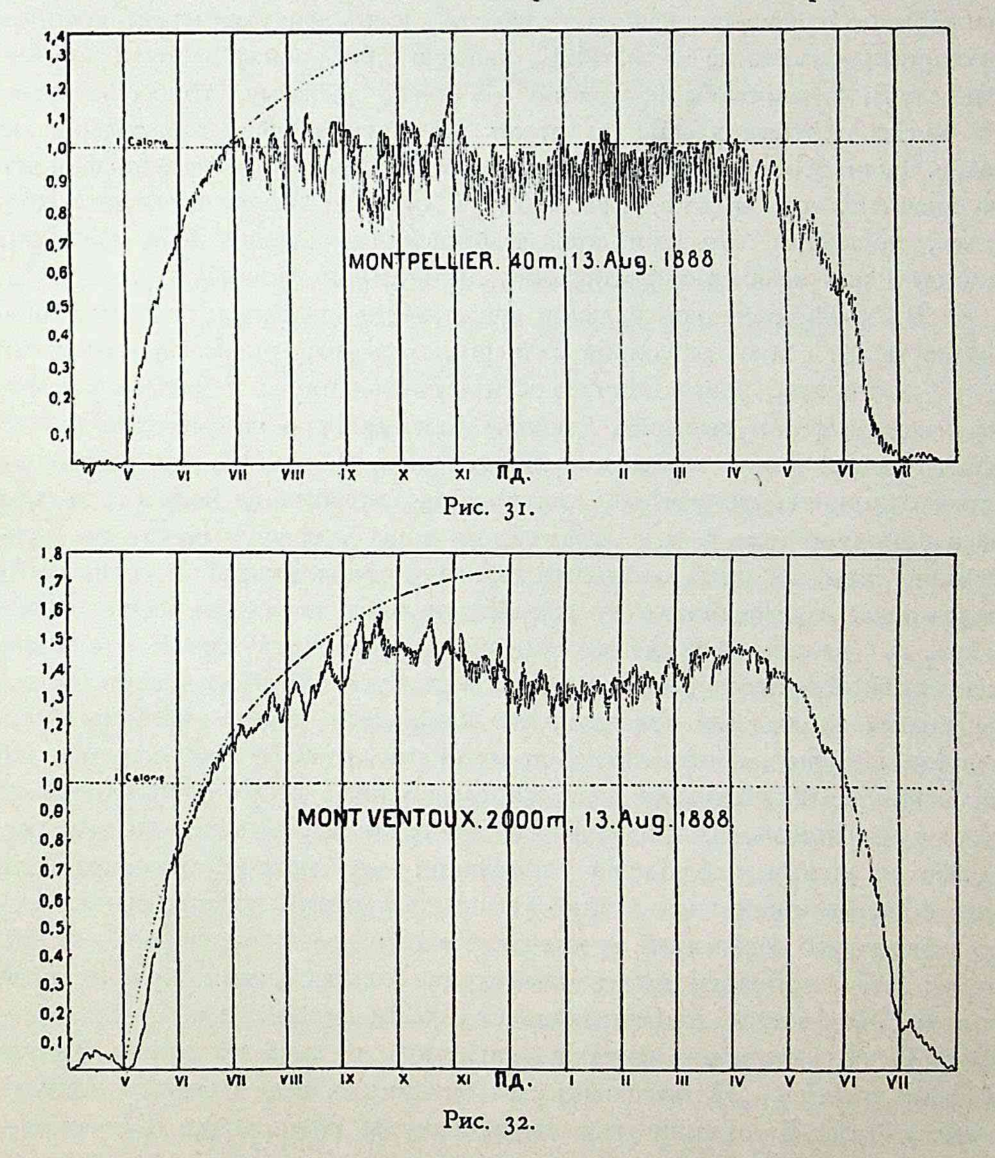


Рис. 31.

Рис. 32.

руживаетъ постоянныя и весьма значительныя колебанія во времени. Характеръ этихъ колебаній можно видѣть на рис. 31 и 32, представляющихъ копіи фотограммъ, отмѣченныхъ актинографомъ Крова 13 августа 1888 г. въ Монпелье (рис. 31) и на вершинѣ Монъ-Ванту на высотѣ 2000 *м* (рис. 32). Если установить два прибора рядомъ, то от-

мѣченныя ими кривыя будутъ имѣть почти тождественный видъ. Но кривыя, начерченныя двумя приборами, установленными на значительномъ разстояніи другъ отъ друга, совершенно различны, изъ чего необходимо заключить, что причины этихъ мелкихъ колебаній лежатъ не въ природѣ солнца, а имѣютъ теллурическое (земное), даже мѣстное, происхожденіе. Колебанія эти происходятъ исключительно отъ непрерывно измѣняющейся прозрачности слоевъ воздуха, черезъ которые проходятъ солнечные лучи. Надъ нашимъ приборомъ, на пути солнечнаго луча, проносятся постоянно то болѣе влажныя, то болѣе сухія, то болѣе плотныя массы; на этомъ же пути измѣняется содержаніе пыли. Если это объясненіе вѣрно, то на актинографѣ, установленномъ на значительной высотѣ, гдѣ воздухъ суше и болѣе свободенъ отъ пыли, подобныя пульсаціи должны быть менѣе значительны, какъ это и видно изъ сравненія фотограммъ Монпелье и Монъ-Ванту.

Въ ходѣ солнечной радіаціи существуетъ дневная и годовая періодичность: отъ восхода солнца солнечная радіація, въ ясный солнечный день, постепенно возрастаетъ, достигаетъ максимума и затѣмъ падаетъ къ заходу. Чтобы выразить дневной ходъ радіаціи графически, нужно взять двѣ взаимно перпендикулярныя оси OX и OY; на одной изъ нихъ отложить, напримѣръ, сантиметры, выражающіе часы (1, 2, 3, 4 часа пополуночи и т. д.); затѣмъ, изъ точекъ дѣленія возставить перпендикуляры, на нихъ отложить длины, пропорціональныя солнечнымъ радіаціямъ, измѣреннымъ въ соотвѣтствующіе часы (принимая, напримѣръ, 0.1 калоріи = 1 *см*) и оконечности перпендикуляровъ соединить непрерывной кривой; кривая эта выразитъ ходъ дневной радіаціи. Первоначальныя наблюденія показали, что наивысшая точка кривой соотвѣтствуетъ полудню, и обѣ вѣтви симметричны относительно полудня. Но дальнѣйшія изслѣдованія дали нѣсколько иные результаты. Крова въ Монпелье нашелъ, что максимумъ, въ среднемъ, бываетъ до полудня. Болѣе детальныя наблюденія установили, что дневной ходъ радіаціи еще болѣе сложенъ: въ лѣтніе мѣсяцы, съ утра, радіація возрастаетъ до нѣкотораго максимума, имѣющаго мѣсто до полудня (10 — 11 часовъ); затѣмъ обнаруживается нѣкоторое пониженіе къ полудню; послѣ полудня начинается новое повышеніе до максимума (2 — 3 часа пополудни), послѣ котораго радіація непрерывно падаетъ къ вечеру. Кривая радіаціи имѣетъ, слѣдовательно, два максимума, раздѣленныхъ слабымъ минимумомъ. Въ осенніе мѣсяцы максимумы сближаются и сглаживаются, а къ зимѣ сливаются, такъ что въ ясный, холодный, безоблачный день обѣ вѣтви кривой (восходящая и нисходящая) симметричны относительно полудня, и наивысшая ихъ точка падаетъ на полдень. Въ нашихъ широтахъ, въ ясные и безоблачные дни, полуденное напряженіе радіаціи близко къ 1.2 малой калоріи.

Дневной ходъ радіаціи объясняется неодинаковымъ поглощеніемъ солнечныхъ лучей въ атмосферѣ въ различные часы дня. Пусть (рис. 33)

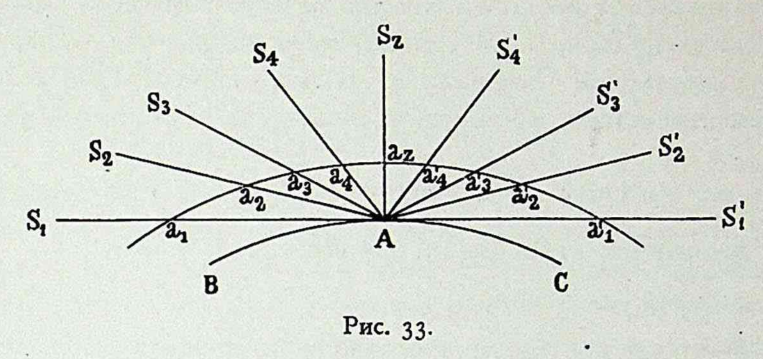


Рис. 33.

BAC — земная поверхность,

S_1AS_1' — горизонтъ мѣста наблюденія A,

$a_1a_za_1'$ — метеорологическій предѣлъ атмосферы,

S_z — зенитъ мѣста наблюденія.

Когда солнце находится въ зенитѣ, то лучи его прежде, чѣмъ достигнуть мѣста наблюденія A, должны пройти черезъ толщу атмосферы Aa_z. По мѣрѣ уменьшенія высоты солнца надъ горизонтомъ, масса атмосферы, лежащая на пути луча, постепенно увеличивается (Aa_4, Aa_3, Aa_2, Aa_1); вслѣдствіе этого, увеличивается поглощеніе и ослабѣваетъ радіація. Если бы атмосфера была совершенно однородна или состояла изъ однородныхъ концентрическихъ слоевъ, то поглощеніе обусловливалось бы исключительно высотой солнца надъ горизонтомъ, т. е. часами дня; напряженія въ часы дня, равно отстоящіе отъ полудня, были бы одинаковы, и вся кривая дневного хода радіаціи была бы симметрична относительно полудня, съ однимъ максимумомъ въ полдень. Но атмосфера неоднородна: въ ней постоянно находится перемѣнное количество паровъ и пыли; поэтому, поглощеніе лучей во всей ея толщѣ, а, слѣдовательно, и напряженіе солнечной радіаціи, перестаетъ быть симметричнымъ относительно полудня, и максимумъ не совпадаетъ съ прохожденіемъ солнца черезъ меридіанъ. Съ утра, высота солнца возрастаетъ, масса атмосферы, лежащей на пути солнечнаго луча, постепенно уменьшается, и напряженіе радіаціи увеличивается. Но, съ другой стороны, по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ, возрастаетъ количество паровъ въ атмосферѣ. Хотя въ полдень путь солнечныхъ лучей наиболѣе коротокъ, но лучи на этомъ пути встрѣчаютъ больше паровъ, чѣмъ до полудня; пары увеличиваютъ поглощательную способность воздуха, и, въ общемъ, къ полудню можетъ наступить ослабленіе радіаціи. Послѣ полудня, мало-по-малу, ослабѣваютъ восходящіе токи, подымающіе вверхъ водяные пары, и радіація вновь можетъ

возрасти до второго максимума. Но, къ осени и къ зимѣ, полуденная депрессія выравнивается и зимою мы имѣемъ кривую радіаціи съ однимъ только максимумомъ. Въ ясный зимній безоблачный день кривая радіаціи выражается кривой, симметричной относительно полудня, какъ это видно изъ наблюденій Савельева въ Кіевѣ. Ламбертъ далъ, для измѣренія массы атмосферы, пройденной лучемъ, слѣдующую формулу:

$$m = \sqrt{h^2 + 2rh + r^2 \cos^2 z} - r \cos z, \tag{60}$$

гдѣ h — высота атмосферы, принятая за единицу,

» r — радіусъ земли,

» z — зенитное разстояніе солнца въ моментъ наблюденія.

Другіе изслѣдователи пользуются формулой:

$$m = m_0 \sec z, \tag{61}$$

гдѣ z имѣетъ только что указанное значеніе, а m_0 — масса атмосферы по вертикальному направленію [1]).

Годовой ходъ радіаціи. Въ явленіи солнечной радіаціи долженъ существовать также *годовой* ходъ. Въ различныя времена года полуденныя высоты солнца различны; продолжительность пребыванія солнца надъ горизонтомъ также измѣняется отъ лѣта къ зимѣ. *Годичный* періодъ хода можетъ выразиться, поэтому, измѣненіемъ въ полуденномъ напряженіи солнечныхъ лучей, а также въ увеличеніи общей дневной суммы радіаціи отъ зимы къ лѣту. Въ полуденные часы зимою солнце ниже, чѣмъ лѣтомъ; но въ зимніе мѣсяцы въ атмосферѣ содержится меньше паровъ, чѣмъ лѣтомъ; а поэтому a priori можно сказать, что полуденныя напряженія радіаціи не должны особенно разниться другъ отъ друга. И дѣйствительно, изъ 11-лѣтнихъ наблюденій Крова видно, что полуденная радіація колеблется въ Монпелье между 0.98 (декабрь) и 1.16 малой калоріи (май), а въ Павловскѣ между 0.85 (декабрь) и 1.36 (апрѣль).

Количество тепла, получаемаго, въ каждую минуту, 1 *кв см горизонтальной* поверхности, получится по формулѣ:

$$J_1 = J \sin h. \tag{62}$$

гдѣ h — высота солнца надъ горизонтомъ.

---

[1]) На практикѣ выраженіе (61) вполнѣ достаточно для зенитныхъ разстояній отъ 0° до 70°. Вычисленныя по этимъ формуламъ массы имѣютъ слѣдующія значенія:

высота солнца	0°	5°	10°	20°	30°	50°	70°	90°
масса воздуха, пройденная лучомъ . . .	35.5	10.2	5.56	2.90	1.99	1.31	1.06	1.00

Общая сумма тепла, получаемаго въ теченіе всего года однимъ *кв см* горизонтальной поверхности, выражается слѣдующими числами:

Кіевъ	60745	граммокал.
Варшава	50920	»
Монпелье.	71820	»
Зал. Трейренберга (79°55′ с. ш.)	16820	»

Измѣненіе радіации съ высотою. Если, съ актинометромъ въ рукахъ, мы будемъ подниматься надъ земной поверхностью, то толщина поглощающаго слоя, остающагося у насъ надъ головою, будетъ постепенно уменьшаться, а, слѣдовательно, напряженіе радіации должно увеличиваться. Это возрастаніе радіации съ высотою, съ качественной стороны, давно извѣстно. При одномъ изъ поднятій на гору Витней (3544 *м*), вода, находившаяся въ вычерненномъ мѣдномъ сосудѣ, закрытомъ двумя пластинками стекла, закипѣла, въ то время, какъ кругомъ господствовала весьма низкая температура. Въ настоящее время имѣются многочисленныя наблюденія на горахъ. Такъ Крова и Гудайль нашли 19 августа 1896 г.:

Гранъ-Мюле на высотѣ .	3020 *м*	1.497 кал.
Шамони » » .	1050 »	1.242 »
разность	1970 »	0.255 »
увеличеніе на 1000 *м*		0.129 »

Риццо, въ сентябрѣ 1897 г.:

Рочча Мелоне на высотѣ	3537 *м*	2.13 кал.
Монпантеро » »	501 »	1.61 »
разность	3036 »	0.52 »
увеличеніе на 1000 *м*		0.171 »

Станкевичъ на Памирѣ въ іюнѣ 1900 г., на высотѣ 4200—4600 *м*, нашелъ въ полдень 2.0 калоріи.

Въ заключеніе, приведемъ числа, показывающія максимумъ радіации около полудня:

Мысъ Горнъ . .	55°31′ ю. ш.	1.47 мал. кол.	(январь)
Тенерифа . . .	28°00′ с. »	1.42 » »	(іюль)
Монпелье . . .	43°36′ » »	1.60 » »	(августъ)
Одесса	46°29′ » »	1.43 » »	(іюль)
Кіевъ	50°24′ » »	1.39 » »	(май)
Гальдъ	56°23′ » »	1.32 » »	(іюль)
Екатеринбургъ .	56°50′ » »	1.58 » »	(апрѣль)
Павловскъ. . .	59°41′ » »	1.44 » »	(апрѣль)
Упсала	59°51′ » »	1.36 » »	(іюль)
Трейренбергъ. .	79°55′ » »	1.29 » »	(іюль)

Методы опредѣленія солнечной постоянной. Какъ велика *солнечная постоянная,* т. е. какъ велико то количество энергіи, которое солнце посылаетъ въ 1 минуту на каждый *кв см* нормальной къ лучамъ поверхности на *границѣ атмосферы?* Къ приблизительному рѣшенію этихъ вопросовъ можно подойти двумя путями. Извѣстно, что поглощеніе солнечной радіаціи происходитъ, главнымъ образомъ, въ низшихъ слояхъ земной атмосферы, такъ какъ главной поглощающей и разсѣивающей средой являются водяные пары и пыль. Въ виду этого, если мы произведемъ одновременныя актинометрическія наблюденія у земной поверхности и на значительной высотѣ, то разность одновременныхъ отсчетовъ дастъ намъ количество энергіи, поглощенной въ слоѣ воздуха, лежащемъ между верхней и нижней станціей. Полученное число дастъ намъ низшій предѣлъ искомаго поглощенія. Конечно, это опредѣленіе будетъ только приблизительное и тѣмъ ближе къ истинному, чѣмъ выше выдвинута верхняя станція. Опредѣленія на воздушныхъ шарахъ могли бы дать лучшіе результаты. Другой способъ основанъ на экстраполяціи эмпирическихъ формулъ.

Сущность экстраполяціи. Въ наблюдательныхъ наукахъ нерѣдко приходится имѣть дѣло съ двумя рядами факторовъ или съ двумя рядами явленій, связанныхъ между собою функціонально. Каждое изъ чиселъ, выражающихъ первый рядъ, зависитъ отъ соотвѣтствующаго числа второго ряда; напримѣръ, упругость насыщенныхъ водяныхъ паровъ зависитъ отъ температуры (упругость паровъ есть функція температуры), или температура почвы на различныхъ глубинахъ, лежащихъ ниже слоя постоянной температуры, зависитъ отъ глубины и т. п. Но истинная форма зависимости намъ неизвѣстна. Въ этихъ случаяхъ подыскиваютъ такую формулу, которая бы давала результаты, наиболѣе близкіе къ дѣйствительнымъ. Остается только изъ наблюденій вычислить ея постоянные коэффиціенты. Остановимся на частномъ примѣрѣ. Въ буровой скважинѣ, въ Шперембергѣ близъ Берлина, на различныхъ глубинахъ найдены слѣдующія температуры:

глубина	температура по R.	глубина	температура по R.
700 фут.	17.275°	1700 фут.	24.741°
900 »	18.780	1900 »	26.504
1100 »	21.147	2100 »	28.668
1300 »	21.510	3390 »	37.238
1500 »	23.277		

Было предложено нѣсколько эмпирическихъ формулъ для аналитическаго выраженія этого ряда. Если черезъ h обозначимъ какую-нибудь глубину, а черезъ T — температуру почвы на глубинѣ h, то Дункеръ выражаетъ зависимость между T и h слѣдующей формулой:

$$T = A + B(h - 700) + C(h - 700)^2, \qquad (63)$$

гдѣ A, B, C должны быть вычислены изъ наблюденій. Тѣ же температуры могутъ быть выражены по Гейнриху другой формулой:

$$T = a + bh. \qquad (64)$$

По примѣненію къ Шперембергскимъ наблюденіямъ, эти формулы принимаютъ слѣдующій видъ.

$$T = 17.503 + 0.006691607(h - 700) - 0.000000786607(h - 700)^2 \quad (65)$$

$$T = 12.273 + 0.00744925h, \qquad (66)$$

гдѣ h — глубина въ футахъ [1]).

Полученную, такимъ образомъ, эмпирическую формулу можно разсматривать, какъ приблизительное *аналитическое* выраженіе закона повышенія температуры съ глубиною. Помощью этой формулы можно вычислить температуры для тѣхъ всѣхъ глубинъ, для которыхъ не были найдены непосредственныя значенія изъ наблюденій. Напримѣръ, въ данномъ случаѣ, мы можемъ опредѣлить температуру черезъ каждый 1 *м* или черезъ каждые 10 *м* и т. д. Если формула выбрана удачно, то разность между вычисленной и непосредственно наблюденной величиной не должна превышать извѣстнаго предѣла. При этомъ необходимо имѣть въ виду, что всякая эмпирическая формула годится только въ тѣхъ предѣлахъ, въ которыхъ были произведены непосредственныя наблюденія, послужившія основаніемъ для вычисленія постоянныхъ коэффиціентовъ. Въ данномъ случаѣ, по формуламъ Дункера и Гейнриха, можно вычислять температуру для глубинъ, не превышающихъ глубины Шперембергской скважины, т. е. 3390 футовъ. Но иногда

---

[1]) Для вычисленія этихъ постоянныхъ, разсуждаемъ слѣдующимъ образомъ. Формула (63) должна быть справедлива для каждой пары наблюденій, а потому, если въ формулу эту, вмѣсто h, вставимъ измѣренныя глубины, а вмѣсто T — соотвѣтствующія этимъ глубинамъ температуры, то уравненіе (63) будетъ удовлетворено. Такимъ образомъ получимъ столько уравненій, сколько сдѣлано наблюденій. Въ данномъ случаѣ, получимъ 9 уравненій съ тремя неизвѣстными A, B и C. Теорія вѣроятностей дастъ общій пріемъ для рѣшенія подобныхъ уравненій въ томъ случаѣ, когда число уравненій превышаетъ число неизвѣстныхъ. Приведемъ здѣсь только самый пріемъ рѣшенія подобной задачи. Для этого нужно каждое изъ уравненій умножить на коэффиціентъ, стоящій у перваго неизвѣстнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить. Получимъ первое нормальное уравненіе съ тремя неизвѣстными A, B и C. Затѣмъ каждое уравненіе умножить на коэффиціентъ, стоящій у второго неизвѣстнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить; получимъ второе нормальное уравненіе съ тѣми же неизвѣстными A, B и C и т. д. Въ данномъ случаѣ составимъ три нормальныхъ уравненія съ тремя неизвѣстными, изъ которыхъ вычислимъ три неизвѣстныя A, B и C. Выполнивъ на самомъ дѣлѣ всѣ указанныя дѣйствія, найдемъ искомыя значенія для A, B и C.

примѣняютъ эмпирическія формулы за предѣлы ихъ годности. Такое примѣненіе называется *экстраполяціей* формулы. Если мы по формулѣ (63) станемъ вычислять температуры на глубинахъ 5000, 8000 и болѣе футовъ, то будемъ *экстраполировать* нашу формулу. Нетрудно показать, что къ результатамъ экстраполяціи нужно относиться съ величайшей осторожностью. И дѣйствительно, если станемъ экстраполировать наши формулы и найдемъ температуры на глубинахъ, превышающихъ 3390 футовъ, то получимъ результаты совершенно расходящіеся. По формулѣ Гейнриха, температура съ глубиною непрерывно возрастаетъ. Между тѣмъ, по формулѣ Дункера, температура съ глубиною первоначально возрастаетъ; на нѣкоторой глубинѣ она достигаетъ максимума, затѣмъ падаетъ до нуля, а далѣе переходитъ въ отрицательную сторону шкалы. Солнечная постоянная можетъ быть опредѣлена только путемъ *экстраполяціи*.

Мы уже сказали, что напряженіе солнечной радіаціи измѣняется въ различные часы дня въ зависимости отъ массы атмосферы, пройденной лучами. Пусть напряженія радіаціи въ различные часы дня будутъ J_1, J_2, J_3, а соотвѣтствующія массы атмосферы, пройденныя лучами, въ тѣ же часы — m_1, m_2, m_3. Эти два ряда чиселъ можно связать формулой. Чаще всего примѣняется формула Бугера. Если напряженіе радіаціи въ извѣстный моментъ равно J, а соотвѣтствующая этому моменту масса атмосферы, пройденная лучами, равна m, то

$$J = Ap^m,$$

гдѣ A и p — постоянныя величины, которыя должны быть найдены изъ наблюденій. Постоянныя A и p въ формулѣ Бугера имѣютъ опредѣленный физическій смыслъ. Будемъ постепенно уменьшать массу m и сдѣлаемъ ее, наконецъ, равной нулю, тогда $J = A$, т. е. A есть то количество тепла, которое посылаетъ солнце на каждый *кв см* поверхности въ одну минуту на *границѣ* атмосферы. Число A называютъ солнечной постоянной. Чтобы дать физическое толкованіе постоянной p, примемъ за единицу массу атмосферы по вертикальному направленію и будемъ давать числу m различныя значенія $m = 1, 2, 3, 4, \ldots$; тогда

$$J = Ap^1,\ Ap^2,\ Ap^3,\ Ap^4, \ldots, \tag{67}$$

изъ чего видно, что постоянная p есть коэффиціентъ проходимости (прозрачности) лучей при прохожденіи ихъ чрезъ слой, равный единицѣ (т. е. число, показывающее, какая часть солнечной энергіи проходитъ, по вертикальному направленію, чрезъ всю толщу атмосферы). Отсюда видно, что, для рѣшенія поставленной выше задачи о поглощеніи лучей во всей толщѣ атмосферы, нужно, въ возможно ясные, спокойные и безоблачные дни, опредѣлять радіаціи J_1, J_2, $J_3, \ldots$ при различныхъ высотахъ солнца надъ горизонтомъ, т. е. при различномъ

значенiи массъ воздуха, пройденныхъ солнечными лучами. Изъ ряда этихъ наблюденiй, по способу наименьшихъ квадратовъ, вычисляютъ постоянныя A и p. Чѣмъ воздухъ свободнѣе отъ факторовъ, вносящихъ различныя пертурбацiи въ ходъ поглощенiя, тѣмъ наблюденiя будутъ надежнѣе. Въ виду этого, огромное значенiе для точнаго опредѣленiя A и p имѣютъ наблюденiя на горахъ и на воздушныхъ шарахъ, такъ какъ на высотѣ воздухъ свободнѣе отъ водяныхъ паровъ и пыли, вносящихъ указанныя пертурбацiи. Хорошiе результаты могутъ также дать наблюденiя въ зимнiе мѣсяцы въ Сибири, гдѣ воздухъ бѣденъ водяными парами и весьма прозраченъ. Пулье изъ своихъ наблюденiй нашелъ, что

$$J = 1.76\,(0.75)^m\,, \tag{68}$$

а, слѣдовательно, солнечная постоянная равна 1.76 калорiи, а коэффицiентъ прозрачности 0.75, т. е. изъ пучка, пришедшаго на границу атмосферы, по вертикальному направленiю проходитъ 75%, а 25% теряется въ атмосферѣ. Но формула Бугера оказалась недостаточной. Формула эта предполагаетъ нѣкоторое среднее, или нормальное, метеорологическое состоянiе атмосферы; между тѣмъ поглощенiе въ атмосферѣ, очевидно, зависитъ отъ давленiя, содержанiя паровъ и т. п. Въ виду этого, Вiолль вводитъ въ формулу членъ, зависящiй отъ состоянiя метеорологическихъ факторовъ въ моментъ наблюденiя. Но обѣ эти формулы допускаютъ, что изслѣдуемый пучекъ радiацiи однороденъ или, по крайней мѣрѣ, что всѣ лучи, входящiе въ составъ его, имѣютъ одинаковый коэффицiентъ прозрачности p. На самомъ же дѣлѣ, атмосфера наша обладаетъ *избирательной* поглощательной способностью. Лучи различныхъ преломляемостей поглощаются неодинаково; въ виду этого, мы будемъ ближе къ истинѣ, если формулѣ Бугера дадимъ слѣдующiй видъ:

$$J = A_1 p_1^m + A_2 p_2^m + A_3 p_3^m + \ldots = \Sigma A p^m\,, \tag{69}$$

гдѣ $p_1, p_2, p_3, \ldots$ суть коэффицiенты прозрачности лучей различной преломляемости. Конечно, рѣшенiе вопроса, въ самомъ общемъ видѣ, невозможно; тѣмъ не менѣе, значительные успѣхи сдѣланы и въ этомъ направленiи. Чтобы опредѣлить p_1, p_2, p_3, p_4, для различныхъ преломляемостей, необходимо было имѣть приборъ, помощью котораго можно было бы наблюдать напряженiе не всей совокупности солнечнаго пучка, а отдѣльныхъ его составныхъ частей. Такой приборъ названъ *болометромъ*. Ограничимся здѣсь лишь указанiемъ идеи, лежащей въ основѣ болометра. Въ физикѣ доказывается важная теорема, относящаяся къ одному частному случаю развѣтвленiя токовъ, извѣстнаго подъ названiемъ моста Витстона. Этотъ случай представленъ схематически на

рис. 34. *E* представляетъ батарею, отъ которой идутъ проволоки, развѣтвляющіяся въ точкахъ *a* и *b* такъ, что точки эти оказываются соединенными двумя проволоками *acb* и *adb*. Двѣ точки *c* и *d* этихъ двухъ проволокъ соединены проволокою *cd*, въ которую включенъ чувствительный гальванометръ *g*; она-то и называется мостомъ. Обозначимъ символами (*ac*), (*cb*), (*ad*), (*db*) сопротивленія четырехъ такъ называемыхъ «вѣтвей» *ac*, *cb*, *ad* и *db*. Теорія показываетъ, что *сила тока въ мостѣ равна нулю, когда четыре сопротивленія вѣтвей удовлетворяютъ условію*:

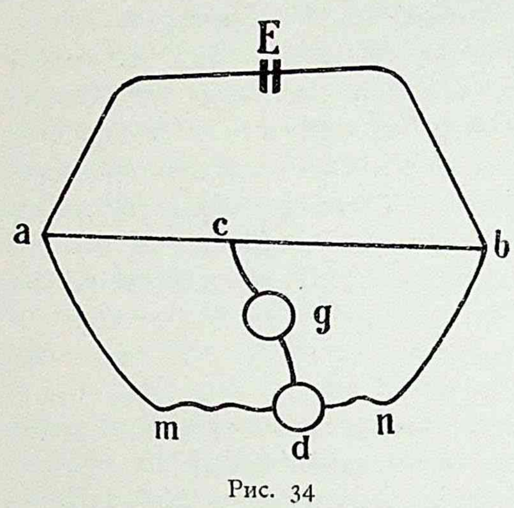


Рис. 34

$$(ac):(cb)=(ad):(db). \qquad (70)$$

Болометръ представляетъ весьма тонкую вычерненную металлическую проволоку или полоску, введенную въ одну изъ вѣтвей моста Витстона и помѣщаемую на пути потока лучистой энергіи. Положимъ, что сначала лучи не падаютъ на болометръ, и что сопротивленія вѣтвей выбраны такъ, чтобы пропорція (70) была удовлетворена; тогда гальванометръ *g* указываетъ на отсутствіе тока въ мостѣ. Если теперь дать лучамъ доступъ къ болометру, то его вычерненная поверхность поглотитъ падающую на нее лучистую энергію, вслѣдствіе чего тонкая проволочка или полоска нагрѣется. При нагрѣваніи увеличится сопротивленіе ея, т. е. одинъ изъ четырехъ членовъ пропорціи (70) возрастетъ; сопротивленія четырехъ вѣтвей перестаютъ, слѣд., удовлетворять этой пропорціи, а потому сила тока въ мостѣ уже не будетъ равна нулю, и въ гальванометрѣ *g* обнаружится отклоненіе магнитной стрѣлки, величина котораго послужитъ мѣрою измѣненія сопротивленія болометра, т. е. мѣрою его нагрѣванія, а, слѣд., и той лучистой энергіи, потокъ которой падалъ на болометръ.

На основаніи имѣющихся въ настоящее время наблюденій можно предполагать, что солнечная постоянная близка къ 2.5 и не превышаетъ 3.0 граммокалорій.

Непосредственная утилизація солнечной энергіи. Были сдѣланы попытки непосредственно воспользоваться тепловой энергіей солнечныхъ лучей и, съ этой цѣлью, устроены инсоляторы. Приборы эти состоятъ изъ параболическаго зеркала *AA* (рис. 35), по оси котораго установленъ металлическій котелъ *B*, защищенный стеклянной оболочкой *C*.

Зеркало оріентируютъ такъ, чтобы солнечные лучи SSS падали параллельно оси зеркала SB. Отраженные лучи падаютъ на стѣнки котла B, въ которомъ находится, напр., перегоняемая жидкость.

Геліографы. Естественнымъ дополненіемъ къ актинометрическимъ приборамъ являются *геліографы*. Приборы эти служатъ для записыванія числа часовъ солнечнаго сіянія, т. е. числа часовъ, въ теченіе которыхъ солнце дѣйствительно инсолировало (не было закрыто облаками). Геліографъ Маурера состоитъ изъ усѣченнаго цилиндра; онъ оріентируется такъ, чтобы ось его совпадала съ осью міра. На поверхности, обращенной къ солнцу, находится небольшое отверстіе; лучи солнца, проникая черезъ это отверстіе, оставляютъ слѣдъ на свѣточувствительной полоскѣ бумаги, дѣленія которой обозначаютъ часы и минуты. Послѣ проявленія полоски мы получимъ непрерывный слѣдъ, если солнце все время было открыто, и прерывистый, если оно частью было закрыто тучами. Геліографъ Величко удобнѣе и доступнѣе. Заслуживаетъ вниманія геліографъ Кемпбелля: стеклянный шаръ, помѣщенный на вертикальной ножкѣ, собираетъ лучи солнца въ одной точкѣ и, такимъ образомъ, прожигаетъ бумажную ленту, вложенную въ особую металлическую подставку, представляющую собою геометрическое мѣсто различныхъ положеній фокуса лучей. Бумажная лента разграфлена поперечными линіями, означающими часы. Длина прожженной полосы прямо говоритъ о времени, когда солнце не было закрыто облаками. Геліографы описаны подробно въ «Инструкціи Главной Физической Обсерваторіи».

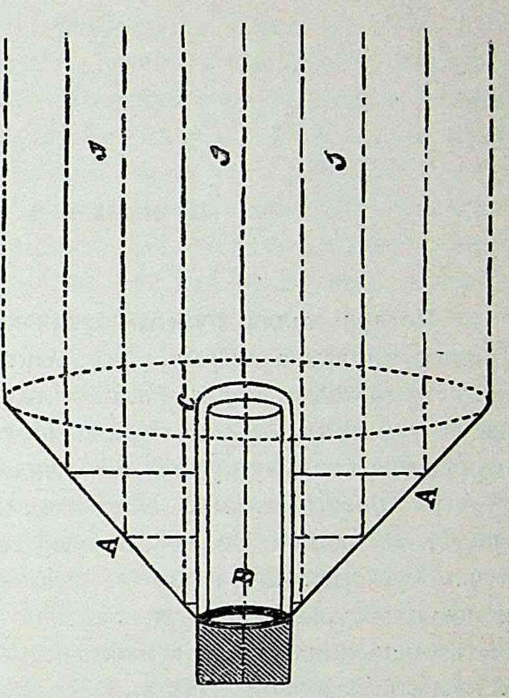


Рис. 35.

VI.

Расходъ тепла.

Потеря тепла путемъ лучеиспусканія. До сихъ поръ мы разсматривали *приходъ энергіи*. Но планета наша постоянно теряетъ также извѣстный запасъ тепла. *Расходъ* этотъ происходитъ различными путями: часть солнечныхъ лучей *отражается* отъ земной поверхности, другая — передается воздуху путемъ *теплопроводности*, третья, наконецъ, теряется путемъ *лучеиспусканія*. Извѣстно, что всякое тѣло, находящееся въ средѣ, имѣющей болѣе низкую температуру, теряетъ тепло путемъ лучеиспусканія. Хотя у насъ нѣтъ точныхъ данныхъ о температурѣ междупланетнаго пространства, но она, во всякомъ случаѣ, должна быть очень низкая; слѣдовательно, земля наша должна постоянно лучеиспускать къ этой холодной средѣ. Въ дневные часы расходъ этотъ покрывается съ избыткомъ лучеиспусканіемъ солнца, и во всей своей силѣ выступаетъ въ ночные часы, а потому эту потерю тепла называютъ *ночнымъ лучеиспусканіемъ*. Особенно рѣзко выступаетъ ночное охлажденіе въ пустыняхъ стараго и новаго свѣта. Въ пустыняхъ Африки ночью вода въ мѣхахъ можетъ замерзать, въ то время какъ днемъ температура подымается до 40^0 въ тѣни. Въ Индіи, на поверхности воды, налитой въ глиняные сосуды, поставленные подъ открытымъ небомъ на соломѣ, можетъ образоваться слой льда до 3 *см* толщины, въ то время, какъ термометръ на высотѣ 1.7 *м* надъ почвой показываетъ $5^0 — 8^0$. Мы нерѣдко можемъ наблюдать, что снѣгъ, находящійся, въ тѣни, при ясной погодѣ не таетъ, въ то время какъ температура воздуха колеблется отъ 6^0 до 7^0. Скоресби замѣтилъ, что въ полярныхъ странахъ, при покрытомъ небѣ, вода не замерзаетъ при температурѣ $—1.0^0$; между тѣмъ, если погода ясная и тихая, то въ промежуткахъ между льдинами обильно образуется новый ледъ при 0^0.

Качественныя опредѣленія Уэллса, Даніэлля, Буссенго и другихъ. Первоначальныя наблюденія надъ силою ночного лучеиспусканія имѣли болѣе *качественный* характеръ. Особенно обширныя изслѣдованія принадлежатъ Уэллсу въ Англіи. Слѣдуя методу Уэллса, одинъ термометръ, ничѣмъ незащищенный, кладутъ на поверхности почвы, а другой — на

извѣстной высотѣ, или, еще лучше, въ термометрической будкѣ. Первый термометръ будетъ измѣрять температуру почвы, а другой — температуру воздуха. Показанія второго термометра t_1 вообще выше отсчета перваго t_2, и разность $t_1 - t_2$ принимаютъ *мѣрою* ночного лучеиспусканія. Наблюденія показали, что эта разность измѣняется въ зависимости отъ различныхъ факторовъ. Разность эта, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, тѣмъ больше, чѣмъ яснѣе и безоблачнѣе небо. Туманъ уменьшаетъ эту разность иногда даже до нуля. Если надъ термометромъ установить навѣсъ изъ сукна или войлока, то этотъ навѣсъ предохраняетъ защищенную часть почвы отъ охлажденія. Роль такого покрова играютъ облака, особенно низкія и плотныя. Высокія облака, вслѣдствіе своей низкой температуры, оказываютъ лишь слабое дѣйствіе. Ночное лучеиспусканіе уменьшается вообще съ увеличеніемъ количества паровъ въ атмосферѣ. Водяные пары, слѣдовательно, играютъ роль регулятора въ атмосферѣ: съ одной стороны, они, поглощая часть солнечной радіаціи (особенно темную, тепловую), предохраняютъ поверхность земли отъ сильныхъ нагрѣваній; съ другой — ослабляютъ интенсивность ночныхъ охлажденій. Интенсивность ночныхъ охлажденій зависитъ, далѣе, отъ физическихъ свойствъ охлаждающихся тѣлъ и поглощательной способности ихъ поверхности. Поверхности бѣлыя и блестящія охлаждаются слабѣе, чѣмъ черныя и шероховатыя. Поверхность металлическихъ массъ охлаждается меньше, чѣмъ поверхность непроводника. Трава обнаруживаетъ болѣе низкую температуру, чѣмъ почва, лишенная растительности. При наблюденіяхъ Уэллса, наиболѣе низкую температуру обнаружили: лебяжій пухъ, шелкъ, хлопчатая бумага, солома, обрѣзки бумаги и шерсть. Ночное охлажденіе ограничивается только поверхностнымъ слоемъ и не проникаетъ глубже $^1/_2$—1 дюйма. Даніэлль въ окрестностяхъ Лондона устанавливалъ на поверхности почвы минимумъ-термометры, шарики которыхъ были слегка покрыты черной шерстью. Оказалось, что вблизи Лондона температура этихъ термометровъ можетъ во всѣ мѣсяцы года, за исключеніемъ іюля и августа, падать до нуля и ниже. Въ Одессѣ разность между температурой воздуха и поверхности почвы достигаетъ 6°. На Ямайкѣ, на высотѣ 4000 футовъ, разность эта можетъ восходить до 10°. На Шпицбергенѣ интенсивность ночного лучеиспусканія выразилась, по наблюденіямъ Бесселя, разностью температуръ 3°—4°. Лучеиспускаетъ даже поверхность снѣга. Въ одномъ изъ наблюденій Буссенго температура поверхности снѣга была ниже, чѣмъ температура воздуха на высотѣ 1.2 *м*, на 8.5°. Еще болѣе сильныя охлажденія (до 15°) нашли Бравэ и Мартенъ на Монбланѣ на высотѣ 3930 *м*.

Изъ всего сказаннаго видно, что ночное охлажденіе имѣетъ мѣсто во всѣхъ широтахъ, независимо отъ географическаго положенія мѣста.

Оно достигаетъ наибольшей интенсивности при ясной, тихой, безоблачной погодѣ. Присутствіе паровъ и пыли уменьшаетъ теплопрозрачность атмосферы и уменьшаетъ лучеиспусканіе почвы. На высокихъ горахъ, гдѣ воздухъ прозрачнѣе, лучеиспусканіе сильнѣе. Вмѣстѣ съ тѣмъ, лучеиспусканіе должно быть значительно слабѣе въ морскихъ климатахъ и увеличиваться при переходѣ къ климатамъ континентальнымъ. Въ Европѣ ночное охлажденіе увеличивается по мѣрѣ перемѣщенія отъ западныхъ береговъ къ востоку.

Утренники. Въ ясныя безоблачныя ночи, когда поверхность почвы сильно охлаждена, охлаждается также прилегающій слой воздуха. Пары, въ немъ находящіеся, также охлаждаются и, мало-по-малу, приближаются къ состоянію насыщенія; наконецъ, они достигаютъ точки росы и осаждаются въ формѣ капель (роса), если температура сгущенія выше нуля, или въ твердой формѣ (иней), если температура насыщенія ниже нуля. Теорія росы и инея будетъ изложена ниже. Замѣтимъ только, что охлажденія, вызывающія сгущеніе паровъ при температурѣ ниже нуля, весьма вредны для растительности. Эти такъ называемые *утренники* наиболѣе возможны и наиболѣе опасны поздней весной и ранней осенью. Они наиболѣе возможны потому, что температура воздуха въ эти мѣсяцы нерѣдко падаетъ до 5^0—6^0; температура же почвы можетъ быть въ нашихъ широтахъ ниже температуры воздуха на 6^0—7^0. Они наиболѣе опасны весной потому, что молодая растительность нашихъ полей и садовъ еще не вполнѣ окрѣпла и крайне чувствительна къ рѣзкимъ колебаніямъ температуры. Такіе утренники составляютъ бичъ, особенно для хозяйствъ восточной Россіи. Изъ наблюденій видно, что въ Саратовской губ. послѣдній ночной морозъ на поверхности почвы можетъ быть 2 іюня, а первый осенній — въ началѣ августа. Въ Архангельской губ. эти заморозки возможны, въ отдѣльные годы, въ теченіе цѣлаго года, за исключеніемъ одного мѣсяца (отъ 2 іюня до 2 іюля). Въ Одессѣ ранніе заморозки возможны въ октябрѣ и даже сентябрѣ.

Въ виду серьезнаго значенія утренниковъ для сельскаго хозяйства, были дѣлаемы попытки предсказанія ихъ и предохраненія растеній отъ вреднаго вліянія мороза. Предложено было нѣсколько способовъ предсказанія утренниковъ. Простѣйшій изъ нихъ заключается въ томъ, что, при посредствѣ одного изъ гигрометровъ, опредѣляютъ съ вечера точку росы содержащихся въ воздухѣ паровъ. Если, при вечернемъ наблюденіи, точка росы окажется *ниже нуля* и при этомъ небо ясное и безоблачное, то ночной морозъ вѣроятенъ, и слѣдуетъ принять предохранительныя мѣры, т. е. прибѣгнуть къ закрытіямъ или разведенію, съ подвѣтренной стороны, костровъ, дающихъ много дыма и т. п. Мы видѣли, что все то, что уменьшаетъ прозрачность атмосферы, понижаетъ ночное охлажденіе (облака, пыль, туманъ, дымъ, вообще

всякій покровъ). Въ виду этого, раскладываютъ съ подвѣтренной стороны, около участка, подлежащаго охраненію, костры изъ матеріала, дающаго обильный дымъ и, въ случаѣ вѣроятной опасности, зажигаютъ ихъ. Масса дыма образуетъ своего рода предохранительный покровъ.

Количественныя измѣренія интенсивности ночныхъ лучеиспусканій. До сихъ поръ мы говорили о результатахъ опредѣленій напряженія ночного лучеиспусканія исключительно *качественнаго* характера. Съ недавняго времени имѣются у насъ и строго количественныя измѣренія. Такія опредѣленія принадлежатъ Мауреру, Пернтеру, Траберту, Хомену. При опредѣленіяхъ этихъ примѣнены были методы, сходные съ методами актинометрическихъ измѣреній, а, слѣдовательно, результаты давали намъ то число малыхъ калорій, которое теряетъ 1 *кв см* вычерненной поверхности въ одну минуту. Найдено, что каждый *кв см* вычерненной мѣдной пластинки терялъ путемъ лучеиспусканія среднимъ числомъ:

въ Цюрихѣ	0.13	кал.	въ	минуту
на Раурисѣ	0.15	»	»	»
» Зоннбликѣ	0.20	»	»	»

Но, по опытамъ Стефана, подтвержденнымъ теоретически Больцманомъ, лучеиспусканіе H пропорціонально 4-ой степени абсолютной температуры, т. е. $H = AT^4$, гдѣ $A = 0.723 \times 10^{-10}$. При температурѣ, равной 15^0, каждый *кв см* поверхности мѣдной пластинки долженъ терять въ минуту 0.497 калоріи. Но при этой температурѣ (15^0), какъ видно изъ наблюденій въ Цюрихѣ, потеря равнялась 0.13 калоріи. Слѣдовательно, разность $0.497 - 0.13 = 0.367$ калоріи пополнялась тепломъ, приходившимъ изъ атмосферы. Это тепло приписываютъ *лучеиспусканію* атмосферы. Изъ этого видно, что атмосфера способна аккумулировать значительный запасъ тепла, который долженъ играть существенную роль въ жизни нашей планеты. Онъ равенъ 0.367 малыхъ калоріи въ минуту на каждый *кв см* и составляетъ около $\frac{1}{10}$ части солнечной постоянной. По Траберту, 1 *гр* воздуха, температура котораго равна 0^0, лучеиспускаетъ къ поверхности, имѣющей -273^0, около 9 малыхъ калорій въ часъ.

Болѣе 70 отдѣльныхъ точныхъ опредѣленій лучеиспусканія сдѣлано Экснеромъ на Зоннбликѣ въ іюнѣ и іюлѣ 1902 г. Средніе результаты въ граммокалоріяхъ на 1 *кв см* въ минуту колебались отъ 0.18 до 0.20. Примѣняя законъ Стефана, найдемъ, что лучеиспусканіе атмосферы равно 0.21 мал. калоріи, т. е. почти въ два раза больше, чѣмъ по наблюденіямъ Пернтера.

Температура мірового пространства. Подъ температурой мірового пространства понимаютъ температуру, которую пріиметъ тѣло (лишенное атмосферы и находящееся въ томъ мѣстѣ, которое занимаетъ земля) подъ вліяніемъ лучеиспусканія звѣздъ, при отсутствіи солнца; или иначе: это есть температура идеально черной оболочки около нашей атмосферы, оболочки, которая произведетъ такое же дѣйствіе, какъ совокупность всѣхъ звѣздъ, при отсутствіи солнца. Опредѣленіе этой температуры представляетъ огромныя трудности. Вотъ нѣкоторые результаты:

Пулье	—142°
Фрелихъ	—129
Пернтеръ . . .	—140.

Приведемъ лишь одно косвенное соображеніе. Мы указали выше, что ночное лучеиспусканіе имѣетъ мѣсто во всѣхъ широтахъ; слѣдовательно, температура мірового пространства должна быть ниже всѣхъ, самыхъ низкихъ, температуръ, наблюдающихся на земной поверхности. Наиболѣе низкая температура отмѣчена въ Верхоянскѣ (—70°); слѣдовательно, —70° можно разсматривать, какъ *высшій* предѣлъ для температуры мірового пространства. Но, по всей вѣроятности, эта температура гораздо ниже и, быть можетъ, близка даже къ абсолютному нулю.

Особенно интересныя наблюденія произведены Лосурдо въ 1907 году въ Неаполѣ при помощи компенсаціоннаго прибора Онгстрема, видоизмѣненнаго для измѣренія интенсивности ночныхъ лучеиспусканій:

1) лучеиспусканіе начинаетъ быстро возрастать еще до захода солнца и во время сумерекъ;

2) около 9 часовъ вечера оно уже близко къ максимуму;

3) наибольшая наблюденная величина равна 0.196 граммокалорій;

4) второй максимумъ ночного лучеиспусканія наблюдается передъ восходомъ солнца.

VII.

Тепловое состояніе земной коры въ самыхъ верхнихъ ея слояхъ.

Солнечный климатъ. Общій запасъ энергіи, получаемой отъ солнца, распредѣляется на земномъ шарѣ въ зависимости отъ многообразныхъ условій. Каждая единица земной поверхности получаетъ запасъ тепла, опредѣляемый ея географическими координатами, положеніемъ земли на своей орбитѣ, величиной солнечной радіаціи, а также поглощеніемъ лучей въ атмосферѣ. Дѣйствительное распредѣленіе солнечнаго тепла

является, поэтому, сложной функціей многихъ перемѣнныхъ. Вопросъ нѣсколько упростится, если мы отвлечемся отъ физическихъ свойствъ атмосферы и разсмотримъ распредѣленіе тепла въ зависимости лишь отъ астрономическихъ и географическихъ факторовъ. Въ этомъ случаѣ, мы получимъ элементы такъ называемаго *солнечнаго климата*, т. е. распредѣленіе тепла, которое бы получала земная поверхность при

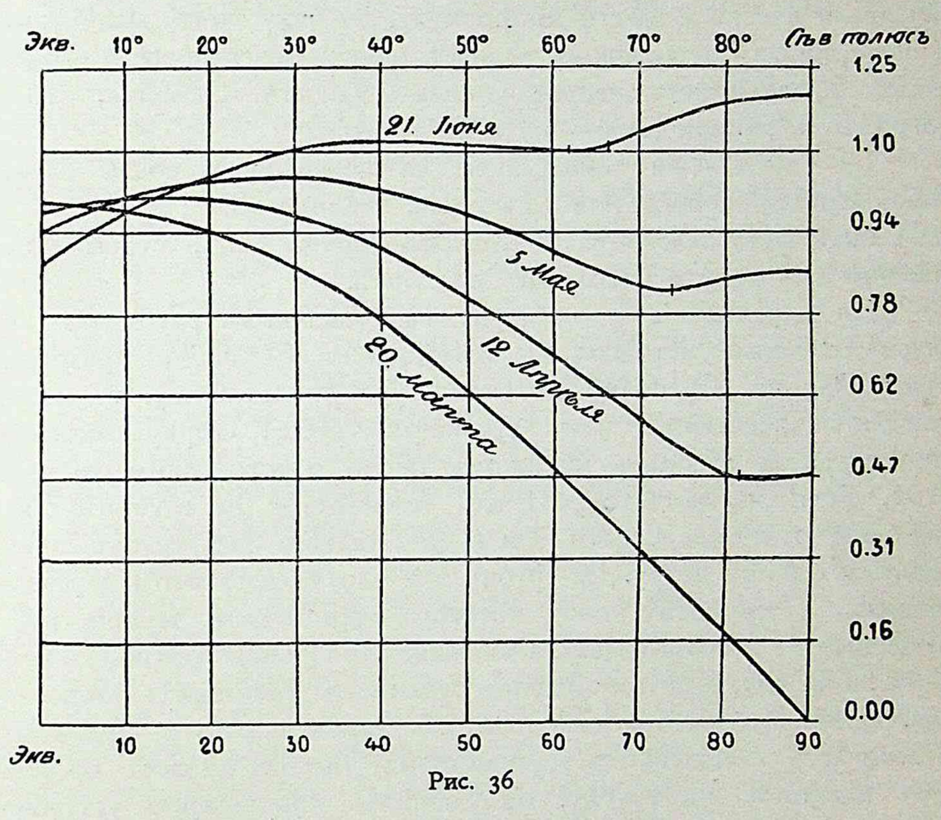


Рис. 36

отсутствіи атмосферы. Но, и въ этой упрощенной формѣ, теорія распредѣленія солнечнаго климата, тѣмъ не менѣе, представляетъ значительныя аналитическія трудности и имѣетъ, главнымъ образомъ, чисто теоретическій интересъ. Въ виду этого, въ настоящей главѣ мы приведемъ только одинъ чертежъ, который представляетъ графически простѣйшіе результаты, найденные Винеромъ и Целльнеромъ. На рис. 36 представлено количество тепла, получаемое въ различныхъ широтахъ 20 марта, 12 апрѣля, 5 мая и 21 іюня. При этомъ количество тепла, получаемое въ день весенняго равноденствія на экваторѣ, принято за единицу.

Методы опредѣленія температуры почвы на поверхности и на различныхъ глубинахъ. Тепловое состояніе какого-нибудь элемента земной поверхности обусловливается взаимодѣйствіемъ между приходомъ и расходомъ тепла. Если бы намъ были извѣстны точно законы при-

хода и расхода тепла, то тѣмъ самымъ мы могли бы составить формулу, выражающую тепловой балансъ для любого элемента земной поверхности. Съ другой стороны, въ атмосферѣ постоянно происходятъ процессы, въ одномъ случаѣ повышающіе, въ другомъ — понижающіе приходо-расходъ (воздушныя теченія, образованіе облаковъ, выпаденіе осадковъ и т. п.), вліяніе которыхъ не всегда можно выразить аналитически и ввести въ формулу. Въ виду этого, аналитическое рѣшеніе вопроса о тепловомъ режимѣ земной поверхности и его измѣненіяхъ представляетъ непреодолимыя трудности. Остается, слѣдовательно, путь эмпирическій — путь наблюденій.

Для опредѣленія температуры на поверхности почвы служитъ обыкновенный, прямой или изогнутый, термометръ. Термометръ долженъ быть установленъ на поверхности почвы такъ, чтобы нижняя половина его шарика находилась въ почвѣ.

Для опредѣленія температуры на различныхъ глубинахъ существуетъ нѣсколько методовъ. На всѣхъ русскихъ станціяхъ примѣняется методъ Лямона. Въ почвѣ дѣлаютъ буровую скважину, въ которую вставляется деревянная или каучуковая трубка, сверху открытая, а снизу закрытая мѣднымъ кружкомъ около одного дециметра въ діаметрѣ. Если желаютъ опредѣлить температуру на глубинѣ 1 *м*, то разстояніе отъ поверхности земли до мѣднаго дна трубки должно равняться одному метру. Въ трубку эту плотно вдвигается деревянный стержень, къ нижнему концу котораго прикрѣпленъ термометръ, заключенный въ особую гильзу. Основаніе этой гильзы плотно прилегаетъ къ мѣдному дну, а потому шарикъ термометра принимаетъ температуру слоя, лежащаго на глубинѣ 1 *м*. Въ моментъ отсчета наблюдатель вытаскиваетъ стержень съ термометромъ, быстро дѣлаетъ отсчетъ и опять вдвигаетъ въ трубку. На станціяхъ обыкновенно установлена цѣлая серія такихъ термометровъ на различныхъ глубинахъ.

Весьма удобенъ электрическій методъ Беккереля. Составляется термоэлектрическая цѣпь изъ двухъ разнородныхъ металлическихъ проволокъ, хорошо изолированныхъ. Выбираютъ металлы, дающіе значительную термоэлектрическую разность (напр., сталь и нейзильберъ). Одинъ спай помѣщается на извѣстной глубинѣ въ почвѣ; другой находится въ комнатѣ наблюдателя и погруженъ въ сосудъ съ водою или масломъ, куда опущенъ чувствительный термометръ. Въ цѣпь введенъ гальванометръ. Очевидно, что, если температура t_1 спая, зарытаго въ почвѣ, будетъ выше или ниже температуры t_2 спая, находящагося въ комнатѣ, то въ цѣпи явится токъ, сила котораго, по закону Ома,

$$i = \frac{E}{R}.$$

Но электровозбудительная сила термоэлектрическаго тока, по изслѣдованіямъ Авенаріуса,

$$E=(t_1-t_2)\,[A+B(t_1+t_2)],\qquad (71)$$

гдѣ t_1 и t_2 — температуры спаевъ,
» A и B — постоянные коэффиціенты, зависящіе отъ природы металловъ.

Если сопротивленіе цѣпи извѣстно, то, опредѣляя силу тока и температуру t_2, можно всякій разъ вычислить t_1, т. е. температуру того слоя почвы, въ которомъ находится спай. Но на практикѣ поступаютъ гораздо проще. Постепенно повышаютъ или понижаютъ температуру жидкости, въ которую погруженъ спай, находящійся въ комнатѣ, до тѣхъ поръ, пока не исчезнетъ токъ и стрѣлка мультипликатора не приметъ положенія равновѣсія; очевидно, что въ этомъ случаѣ оба спая находятся при одинаковой температурѣ. Остается только измѣрить температуру жидкости въ стаканѣ, гдѣ находится спай; эта температура и будетъ равна температурѣ нижняго спая. Такимъ образомъ можно измѣрять температуру на различныхъ глубинахъ, не выходя изъ комнаты.

Періодическія измѣненія температуры почвы. Нагрѣваніе и охлажденіе элемента земной поверхности обусловливается, какъ мы видѣли, взаимодѣйствіемъ прихода и расхода тепла. Но величина прихода и расхода постоянно мѣняется, вслѣдствіе чего должны также существовать соотвѣтственныя измѣненія и въ температурахъ почвы. Доминирующую роль въ приходѣ играетъ солнечная инсоляція, а въ расходѣ — ночное лучеиспусканіе, т. е. факторы, связанные съ суточнымъ и годовымъ движеніемъ земли; очевидно, слѣдовательно, что въ тепловомъ состояніи почвы должна существовать также періодичность двоякаго рода: *суточная*, связанная съ часами дня, и *годовая* — съ положеніемъ солнца относительно экватора. Но нагрѣваніе почвы, при одномъ и томъ же приходѣ и расходѣ тепла, зависитъ отъ физическихъ свойствъ почвы: ея состава, плотности, строенія, поглощательной способности, теплопроводности и теплоемкости. Внѣшніе факторы (дождь, снѣгъ, вѣтеръ, бóльшая или меньшая сухость внѣшняго воздуха, растительный покровъ и т. п.) еще болѣе осложняютъ задачу объ обмѣнѣ и оборотѣ тепла въ почвѣ и воздухѣ. Для обнаруженія этой періодичности необходимы, поэтому, особые пріемы группировки и вычисленія наблюдательныхъ данныхъ.

Методъ среднихъ чиселъ. Въ наблюдательныхъ наукахъ намъ приходится постоянно *измѣрять* различныя величины. При этомъ возможны два рода ошибокъ — постоянныя и случайныя. Постоянныя ошибки зависятъ отъ несовершенства измѣрительныхъ приборовъ и ихъ установки. Эти ошибки мы, по большей части, можемъ опредѣлить путемъ

предварительныхъ изысканій. Но существуетъ и другой рядъ погрѣшностей; эти погрѣшности зависятъ отъ случайныхъ причинъ: степени освѣщенія, состоянія погоды, настроенія наблюдателя, остроты его зрѣнія и слуха. При достаточной опытности наблюдателя, ошибки этой категоріи, вообще говоря, невелики; онѣ могутъ быть положительныя или отрицательныя; чѣмъ больше мы сдѣлаемъ отдѣльныхъ наблюденій, тѣмъ вѣроятнѣе, что алгебраическая сумма ошибокъ будетъ ближе къ нулю. Положимъ, что мы измѣряемъ извѣстный факторъ, напримѣръ, вѣсъ тѣла, и пусть истинная величина вѣса его равна p; положимъ далѣе, что мы повторили взвѣшиваніе n разъ, при чемъ послѣдовательно сдѣланы весьма малыя ошибки α_1, α_2, α_3, ... Тогда вѣсъ тѣла, опредѣляемый при каждомъ взвѣшиваніи, будетъ:

при первомъ взвѣшиваніи . . . . $p+\alpha_1$,
» второмъ » . . . . $p+\alpha_2$,
. . . .
» n-омъ » . . . . $p+\alpha_n$.

Сложимъ результаты всѣхъ наблюденій:

$$p+\alpha_1+p+\alpha_2+\ldots+p+\alpha_n=np+\alpha_1+\alpha_2+\alpha_3+\ldots+\alpha_n.$$

Найдемъ среднее ариѳметическое этой суммы и обозначимъ его буквою P.

$$P=p+\frac{\alpha_1+\alpha_2+\ldots+\alpha_n}{n}.$$

откуда $$p=P-\frac{\alpha_1+\alpha_2+\alpha_3+\ldots+\alpha_n}{n}.$$

Изъ послѣдней формулы видно, что *истинный* вѣсъ тѣла отличается отъ средняго ариѳметическаго на дробь

$$\frac{\alpha_1+\alpha_2+\ldots+\alpha_n}{n}.$$

Но, очевидно, что съ увеличеніемъ числа взвѣшиваній, эта дробь будетъ быстро приближаться къ нулю; слѣдовательно, при n достаточно большомъ

$$p=P,$$

т. е. истинный вѣсъ тѣла равенъ средней ариѳметической всѣхъ отдѣльныхъ взвѣшиваній. Этотъ элементарный методъ, называемый методомъ среднихъ чиселъ, даетъ возможность исключить вліяніе случайныхъ погрѣшностей наблюденій. Какъ же примѣнить этотъ методъ къ данному случаю, т. е. къ опредѣленію теплового состоянія почвы въ зави-

симости только отъ главныхъ источниковъ теплового приходо-расхода (инсоляціи и лучеиспусканія)? Очевидно, что вліяніе всѣхъ побочныхъ факторовъ, вносящихъ пертурбаціи, можно уподобить случайнымъ погрѣшностямъ наблюденій и исключить ихъ дѣйствіе методомъ среднихъ чиселъ. Такъ, напримѣръ, если мы желаемъ опредѣлить часовой ходъ температуры почвы для 1 іюля, то должны въ этотъ именно день года наблюдать ежечасно, въ теченіе ряда лѣтъ, а затѣмъ найти среднія для каждаго часа отдѣльно. Точно такъ же можно вычислить суточный ходъ для 2, 3 іюля и т. д.

Суточныя колебанія поверхностнаго слоя. Если мы, слѣдуя методу среднихъ чиселъ, найдемъ среднія температуры, соотвѣтствующія каждому часу дня, напримѣръ, въ Тифлисѣ (за 1884—1890 годъ), то увидимъ, что температура поверхностнаго слоя совершаетъ въ теченіе сутокъ періодическое колебаніе съ *однимъ* максимумомъ и *однимъ* минимумомъ. Минимумъ имѣетъ мѣсто около времени восхода солнца, т. е. въ январѣ въ 7 часовъ утра (—3.36°), а въ іюлѣ—въ 5 часовъ утра (18.80°). Максимумъ въ поверхностномъ слоѣ наступаетъ въ 1 ч. дня. Разность между максимумомъ и минимумомъ называется *амплитудой* суточныхъ колебаній. Амплитуда въ январѣ равна 10.56°, а въ іюлѣ 29.34°. Такой же общій характеръ имѣютъ суточныя колебанія и въ другихъ пунктахъ земного шара. Амплитуды суточныхъ колебаній достигаютъ наибольшей величины въ континентальныхъ климатахъ и значительно меньше въ морскихъ.

Абсолютная величина нагрѣваній и охлажденій зависитъ отъ географическаго положенія мѣста и физическихъ свойствъ почвы; въ Одессѣ, напримѣръ, въ лѣтніе дни, въ обсерваторіи температура почвы можетъ подниматься, при естественномъ покровѣ, до 73.7°, а при оголенной поверхности—до 61.5°. Въ Тифлисѣ максимумъ на поверхности достигаетъ 65.5° (въ іюлѣ), а минимумъ можетъ падать до 14.4°, т. е. термометръ на поверхности почвы колеблется въ предѣлахъ 79.9°.

Передача суточныхъ колебаній вглубь. Измѣненія теплового состоянія поверхностнаго слоя почвы передаются отъ слоя къ слою вглубь. Теорія, построенная, впрочемъ, на нѣкоторыхъ простѣйшихъ допущеніяхъ, приходитъ къ слѣдующимъ выводамъ общаго характера: 1) если поверхностный слой испытываетъ періодическія колебанія, то колебанія того же періода передаются вглубь, а, слѣдовательно, на различныхъ глубинахъ въ колебаніяхъ температуры должны существовать суточные періоды; 2) амплитуды колебаній съ глубиною уменьшаются; 3) моменты наступленія максимума и минимума постепенно запаздываютъ. Эти выводы теоріи вполнѣ совпадаютъ съ дѣйствительными наблюденіями, и рисунокъ 37 (стр. 112) представляетъ точную копію записей

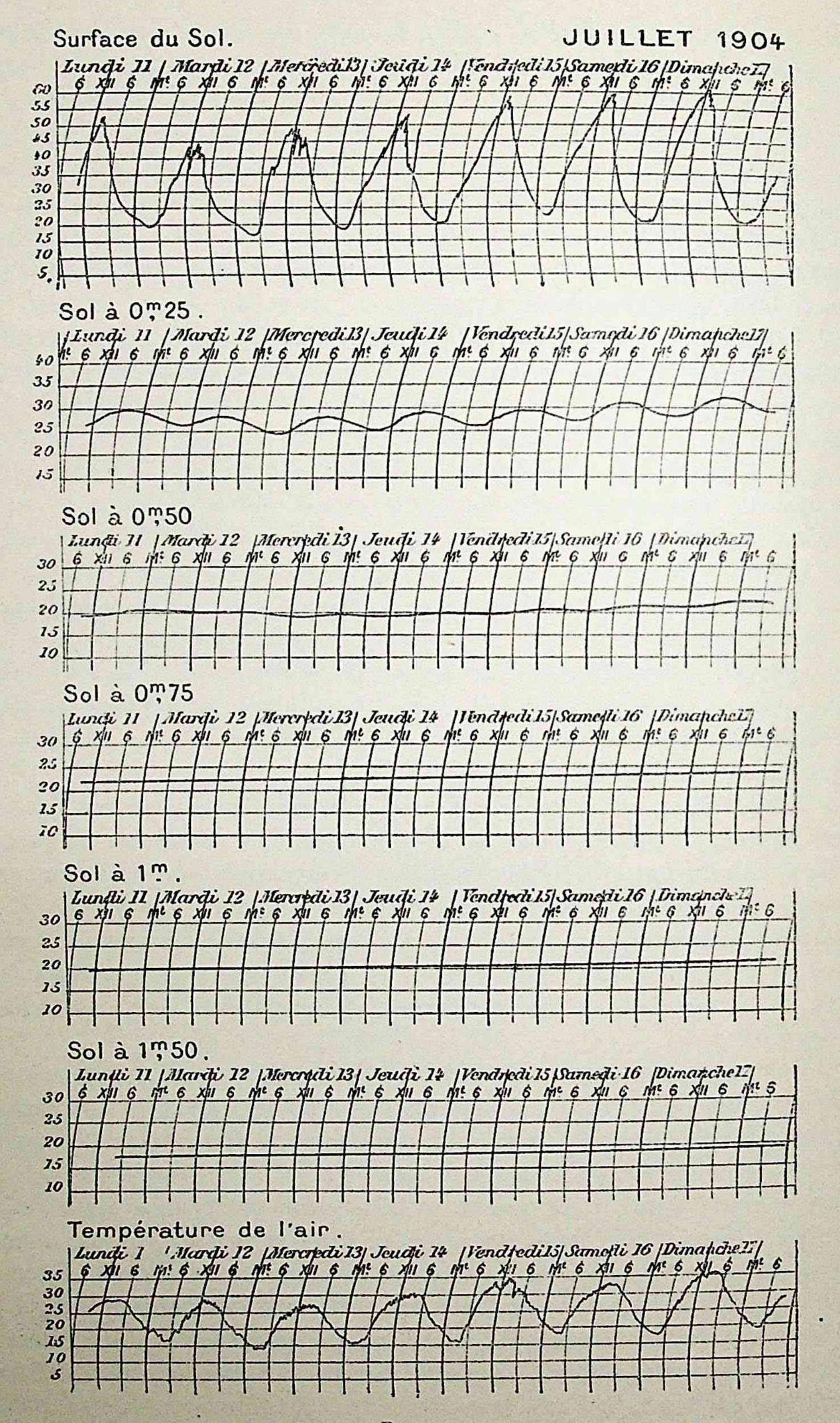

Surface du Sol.
JUILLET 1904
Lundi 11
Mardi 12
Mercredi 13
Jeudi 14
Vendredi 15
Samedi 16
Dimanche 17
Sol à 0m,25.
Sol à 0m,50
Sol à 0m,75
Sol à 1m.
Sol à 1m,50.
Température de l'air.

Рис. 37.

самопишущихъ термографовъ въ обсерваторіи Жювизи (во Франціи), отмѣтившихъ ходъ температуры на различныхъ глубинахъ въ теченіе недѣли (11—17 іюля 1904 г.). Изъ этой діаграммы наглядно видно, какъ постепенно уменьшались амплитуды колебаній и запаздывали моменты поворота кривыхъ суточнаго хода. На глубинѣ 0.75 *м* суточныя колебанія совершенно затухали.

Теорія даетъ формулу, показывающую законъ уменьшенія амплитуды съ глубиной:

$$p_h = p_0 e^{-h\sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}}, \qquad (73)$$

гдѣ p_0 — амплитуда колебаній на поверхности,
» p_h — » » » глубинѣ h,
» τ — длина періода колебаній,
» k — температурная проводимость почвы,

т. е. частное отъ дѣленія теплопроводности на теплоемкость почвы по объему. Если p_h и p_0 найдены изъ наблюденій, то можно вычислить k для различныхъ почвъ.

Слой постоянной суточной температуры. Такъ какъ амплитуды съ глубиною постепенно убываютъ, то на нѣкоторой глубинѣ долженъ находиться слой, въ которомъ амплитуда колебаній меньше погрѣшностей наблюденій, напримѣръ, меньше 0.1°. Термометръ, установленный въ этомъ слоѣ, будетъ въ теченіе сутокъ показывать неизмѣнную температуру. Слой этотъ называется слоемъ *постоянной суточной* температуры. Глубина его зависитъ отъ физическихъ свойствъ почвы, а также отъ величины амплитуды на поверхности; чѣмъ въ большихъ предѣлахъ колеблется температура на поверхности, тѣмъ глубже проникаютъ суточныя колебанія. Въ ровныхъ тропическихъ климатахъ слой постоянной суточной температуры лежитъ весьма близко къ поверхности. На основаніи изслѣдованій Вильда, слой постоянной суточной температуры лежитъ не глубже 1 *м*.

Годовая періодичность. Но въ ходѣ теплового состоянія почвы, въ зависимости отъ главныхъ источниковъ теплового приходо-расхода, должна существовать и другая періодичность, болѣе длиннаго періода, а именно годовая. Чтобы обнаружить эту періодичность, необходимо извѣстнымъ образомъ сгруппировать наши наблюденія. Если мы цыфрами I, II, III, ..., XXIV обозначимъ температуры, измѣренныя въ 1, 2, 3... часы сутокъ, считая отъ полуночи, то средняя температура сутокъ

$$T = \frac{\left(\frac{1}{2}XXIV + I + II + \ldots + XXIII + \frac{1}{2}XXIV\right)}{24}. \qquad (74)$$

Очевидно, что T есть та температура, которую бы принялъ нашъ слой почвы, если бы всѣ суточныя температуры были сглажены и распредѣлены равномѣрно. Подобныя среднія температуры сутокъ находятъ для каждаго дня года изъ многолѣтнихъ наблюденій. Чѣмъ большее число лѣтъ будетъ положено въ основу такихъ вычисленій, тѣмъ полученныя суточныя среднія будутъ ближе къ истиннымъ. Изслѣдовать годовую періодичность — значитъ изучить послѣдовательныя измѣненія среднихъ суточныхъ температуръ при переходѣ отъ одного дня къ другому. Для упрощенія работы, соединяютъ среднія суточныя температуры по пятидневіямъ (пентадамъ), десятидневіямъ (декадамъ), мѣсяцамъ. Наконецъ, средней температурой года называютъ тотъ результатъ, который получится, если среднія температуры всѣхъ сутокъ года сложимъ и раздѣлимъ на 365.

На рис. 38 представленъ графически ходъ температуры почвы по мѣсяцамъ на поверхности и на различныхъ глубинахъ въ Тифлисѣ. Изъ этого чертежа видно, что передача *годовыхъ* измѣненій тепла вглубь происходитъ по тѣмъ же законамъ, какъ и распространеніе *суточныхъ* колебаній, т. е. 1) длина періода колебаній остается безъ измѣненія на различныхъ глубинахъ; 2) амплитуда съ глубиною постепенно убываетъ; 3) время наступленія максимума и минимума постепенно запаздываетъ. Теоретически уменьшеніе амплитуды происходитъ по выше указанному закону, т. е.

$$p_h = p_0 e^{-h\sqrt{\frac{\pi}{k\tau_1}}}, \qquad (75)$$

гдѣ $\tau_1 = 365\tau$ представляетъ длину года.

О дѣйствительномъ характерѣ годовыхъ колебаній температуры почвы на различныхъ глубинахъ можно судить, напримѣръ, по наблюденіямъ въ Токіо. Годовая амплитуда на поверхности равна 26.3°; а на глубинѣ

0.6 *м* она равна	18.1°
3.0 » » »	5.0
5.0 » » »	1.2
7.0 » » »	0.4.

Время наступленія максимума и минимума постепенно запаздываетъ:

	максимумъ	минимумъ
на глубинѣ 0.6 *м* . .	21 августа	31 января
» » 3.0 » . .	6 ноября	3 мая
» » 5.0 » . .	2 февраля	30 іюля
» » 7.0 » . .	30 апрѣля	30 октября.

На движеніе тепла въ почвѣ, кромѣ качества грунта, вліяютъ

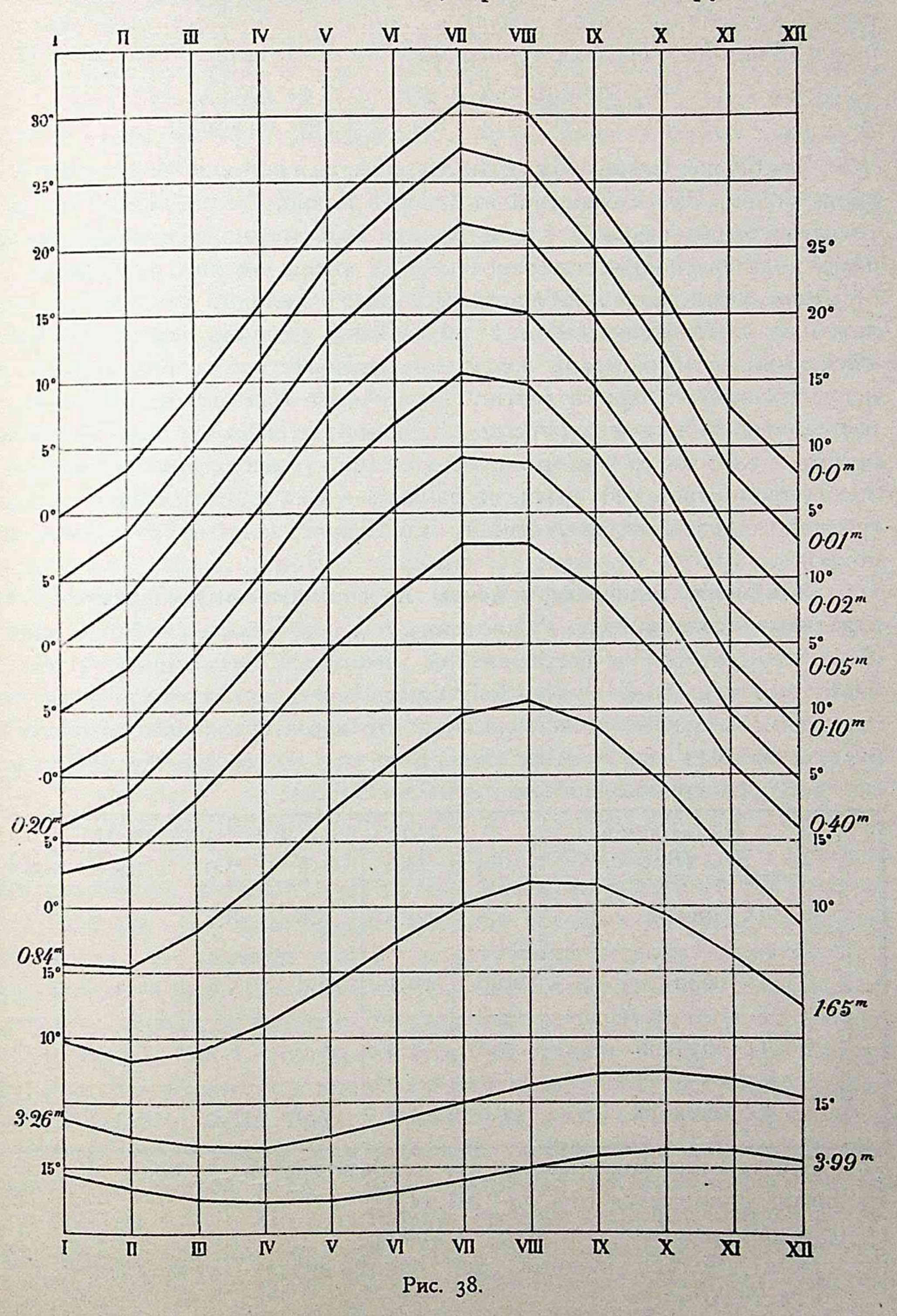


Рис. 38.

также и другія обстоятельства. Напримѣръ, тепловое состояніе почвы

совершенно различно въ лѣсу и въ открытомъ полѣ, какъ это видно изъ наблюденій прусскихъ лѣсныхъ станцій. Лѣсъ дѣйствуетъ умѣряющимъ образомъ; средняя температура въ полѣ выше, чѣмъ въ лѣсу:

на глубинѣ 0.6 *м* на 3.0° (въ іюлѣ),
» » 1.2 » » 2.8 (въ августѣ).

Такое же умѣряющее дѣйствіе имѣетъ состояніе наружнаго покрова почвы. Изъ наблюденій въ Одессѣ видно, что въ зимніе мѣсяцы температура на глубинѣ 1.6 метра при естественномъ покровѣ выше, чѣмъ подъ оголенной поверхностью; въ лѣтніе мѣсяцы имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе. Вліяніе естественнаго покрова сказывается еще довольно явственно на глубинѣ 3.2 *м*. Такъ, разность между средними мѣсячными температурами почвы въ сентябрѣ при естественномъ и искусственномъ покровѣ достигаетъ 1.0°. Въ Павловскѣ, при одномъ изъ наблюденій, поверхность почвы, покрытая снѣгомъ, имѣла температуру —3.0°; въ то же время, термометръ, установленный на поверхности, очищенной отъ снѣга, показывалъ —12.0°. Отсюда видно, какое громадное значеніе для теплового состоянія почвы имѣетъ снѣговой покровъ.

Измѣненія температуры почвы по вертикальному направленію въ отдѣльные моменты года. Разсмотримъ еще одинъ вопросъ. Какія измѣненія температуры мы встрѣтимъ въ верхнихъ слояхъ почвы, если въ извѣстный день года будемъ опускаться внизъ по вертикальному направленію? Заранѣе можно сказать, что характеръ этихъ измѣненій будетъ зависѣть отъ времени года. Вотъ что можно видѣть изъ записей метеорологической обсерваторіи въ Одессѣ:

Температура въ градусахъ С.	Наблюденія въ 1898 г.	Глубина въ метрахъ.					
		0.4	0.8	1.6	2.0	2.5	3.2
	15 января . . .	0.6	2.8	6.6	8.3	9.7	11.8
	15 іюля . . .	20.8	19.1	16.4	15.0	13.3	12.2
	15 апрѣля. . .	7.8	7.2	6.0	6.2	6.6	8.1
	15 октября . .	11.8	14.9	17.0	17.0	16.3	15.8

Эта таблица показываетъ, что температура съ глубиною

15 января повышается отъ 0.6° до 11.8°;
15 іюля понижается » 20.8 » 12.2;
15 апрѣля — болѣе холодный слой лежитъ между двумя слоями, болѣе теплыми;
15 октября имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе.

Слой постоянной годовой температуры. Такъ какъ съ глубиною амплитуда годовыхъ колебаній постепенно уменьшается, то, на извѣстной глубинѣ лежитъ слой, годовая амплитуда котораго меньше возможныхъ погрѣшностей наблюденій и не превышаетъ извѣстной величины, напр., 0.1°. Можно считать, что слой этотъ не принимаетъ болѣе участія въ годовыхъ колебаніяхъ температуры. Это слой *постоянной годовой температуры*. Въ подвалахъ парижской обсерваторіи еще въ 1783 году былъ установленъ, на глубинѣ 27.6 *м*, термометръ, и неизмѣнное многолѣтнее его показаніе было 11.85°. Глубина слоя постоянной температуры зависитъ подобно тому, какъ и глубина слоя постоянной *суточной* температуры, отъ физическихъ свойствъ почвы и отъ амплитуды годовыхъ колебаній на поверхности. Колебанія, совершающіяся на поверхности въ болѣе широкихъ предѣлахъ, проникаютъ глубже и обратно. Вильдъ находитъ, что тотъ слой, въ которомъ годовое колебаніе не обнаруживается болѣе нашими метеорологическими термометрами, лежитъ на глубинѣ отъ 15 до 30 *м*. Если бы мы мысленно провели непрерывную поверхность черезъ всѣ точки, въ которыхъ впервые затухаютъ годовыя колебанія температуры почвы, то мы бы получили весьма сложную форму; въ нѣкоторыхъ мѣстахъ она подходила бы ближе къ дневной поверхности (въ морскихъ климатахъ, особенно тропическаго пояса), въ другихъ — она отходила бы вглубь почвы (въ континентальныхъ странахъ). Въ Одессѣ глубина этого слоя, найденная экстраполяціей, равна приблизительно 20 *м*.

Мерзлота. Еще недавно высказывалось мнѣніе, что температура слоя постоянной годовой температуры въ экваторіальныхъ странахъ нѣсколько ниже температуры воздуха на поверхности; въ болѣе высокихъ широтахъ имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе. На переходѣ, слѣдовательно, долженъ существовать поясъ, въ которомъ температура постояннаго слоя равна средней годовой температурѣ воздуха на поверхности. Во всякомъ случаѣ, между этими температурами должна существовать извѣстная зависимость: чѣмъ ниже средняя годовая температура воздуха на поверхности, тѣмъ ниже температура слоя постоянной температуры. Но въ полярныхъ странахъ средняя годовая температура воздуха на поверхности ниже 0°; слѣдовательно, слой постоянной температуры будетъ имѣть также температуру ниже 0°; другими словами, въ полярныхъ странахъ на извѣстныхъ глубинахъ долженъ существовать слой мерзлой почвы, болѣе или менѣе значительной мощности. На рис. 39 (стр. 118) пунктирной кривой отмѣчена приблизительно южная граница мерзлоты. Не нужно думать, что кривая эта является въ то же время полярной границей всякой растительности. И сѣвернѣе этой границы возможна растительная культура. Растительности тамъ благопріятствуетъ *оттаиваніе верхняго слоя почвы во время*

лѣта. Такъ, въ Сибири, около Якутска, подъ 62° с. ш. еще занимаются хлѣбопашествомъ, а въ Америкѣ около устья рѣки Мэкензіевой воздѣлываютъ землю даже подъ 64—65° с. ш. Мощность слоя съ постоянно промерзшей почвой бываетъ весьма значительна. На это указываютъ наблюденія, сдѣланныя въ Якутскѣ, гдѣ въ глубокой скважинѣ (116.4 *м*) на днѣ найдена еще температура—3.0°.

Промерзаніе почвы. Въ зимніе мѣсяцы промерзаетъ слой почвы извѣстной толщины. Въ практическомъ отношеніи (при проведеніи водопроводныхъ трубъ, закладкѣ фундаментовъ) весьма важно знать,

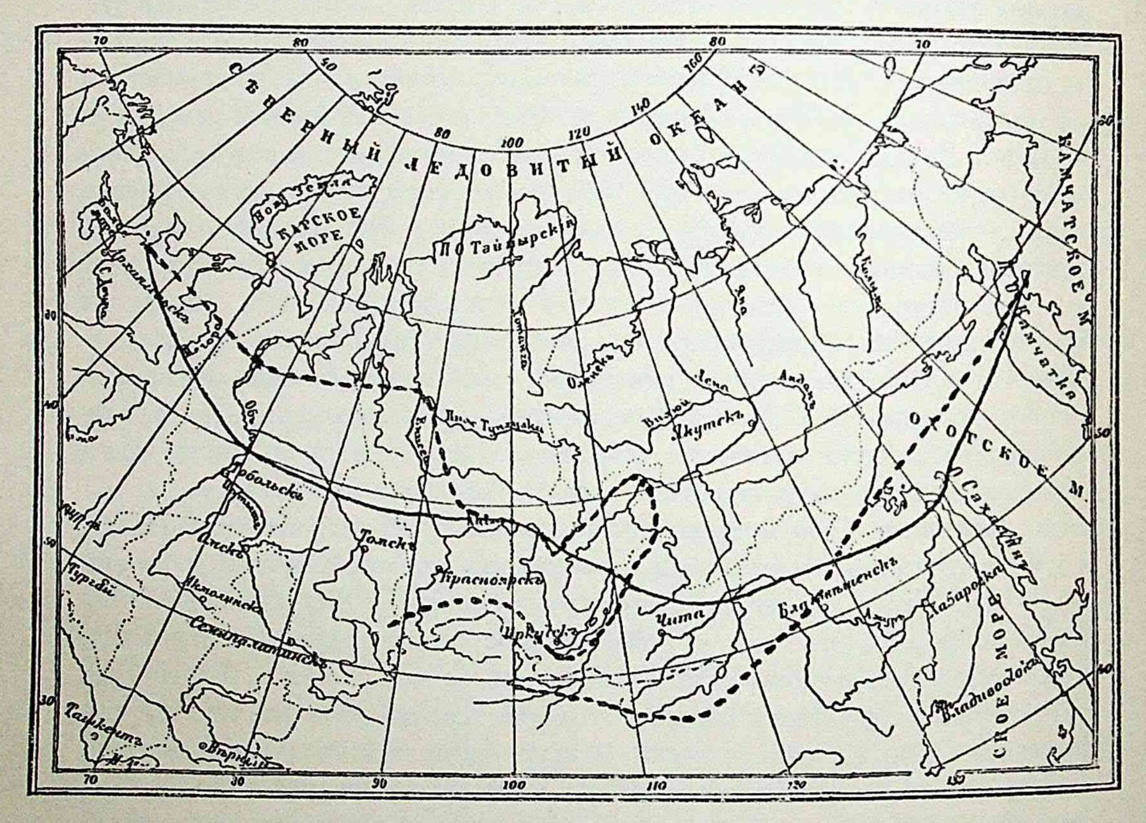


Рис. 39.

до какой глубины можетъ достигать промерзаніе почвы, т. е. паденіе ея температуры ниже нуля. Въ Одессѣ наиболѣе низкая температура на глубинѣ 0.8 *м* (—0.1°) отмѣчена 24 февраля 1907 г. На глубинѣ же 1.6 *м* минимумъ температуры равнялся 3.7°. Промерзшій слой лежалъ, слѣдовательно, между 0.8 *м* и 1.6 *м*. Если допустимъ, что измѣненія температуры идутъ пропорціонально глубинѣ, то нетрудно вычислить, путемъ графической интерполяціи, что промерзаніе почвы въ Одессѣ, на основаніи имѣющихся данныхъ (14-ти лѣтнихъ наблюденій), можетъ достигать глубины 0.82 *м* (около $1^1/_4$ аршинъ). Въ другихъ

пунктахъ земного шара получены слѣдующія числа для глубины промерзанія, при оголенной поверхности:

въ Тифлисѣ	наибольшая	глубина	промерзанія	. . . .	0.4 *м.*
» Брюсселѣ	»	»	»	. . . .	0.7 »
» Вѣнѣ	»	»	»	. . . .	0.8 »
» Кенигсбергѣ	»	»	»	. . . .	1.25 »
» Павловскѣ	»	»	»	. . . .	1.6 »
» Парижѣ	(подъ очищ. почвой)	глубина	промерз.	. .	0.6 »
» »	(при естеств. поверхн.)	»	»	. .	0.3 »

Изоплеты. Графически легко выразить зависимость между двумя перемѣнными величинами, напримѣръ, зависимость между температурой почвы и глубиной, между температурой почвы и часами дня и т. п. Для этого нужно, какъ мы видѣли, на оси абсциссъ отложить равныя части, выражающія, напримѣръ, часы сутокъ, и изъ точекъ дѣленія возставить перпендикуляры, пропорціональныя температурамъ, соотвѣтствующимъ различнымъ часамъ. Кривая, соединяющая оконечности перпендикуляровъ, и выразитъ графически искомый законъ. Но иногда нужно выразить зависимость, существующую между тремя перемѣнными, напримѣръ, зависимость температуры почвы отъ глубины и отъ времени года. Для этого, попрежнему, возьмемъ двѣ взаимно пересѣкающіяся подъ прямымъ угломъ прямыя линіи. На оси ординатъ (рис. 40, стр. 120) отложимъ равныя части, выражающія глубины (1 *м*, 2 *м*, 3 *м* и т. д.). Изъ точекъ дѣленія *J*, *F*, *M*,... проведемъ прямыя, параллельныя оси ординатъ. На первой прямой, въ точкахъ ея пересѣченія съ прямыми, параллельными оси абсциссъ, напишемъ среднія температуры, найденныя для января на глубинахъ 1 *м*, 2 *м* и т. д. То же сдѣлаемъ соотвѣтственно на прямыхъ, проведенныхъ черезъ точки *F*, *M* и т. д. Примѣняя графическую интерполяцію и соединяя точки, соотвѣтствующія одинаковымъ температурамъ, непрерывными линіями, получимъ систему кривыхъ, представленную на рис. 40. Если мы на полученномъ чертежѣ будемъ идти по линіямъ параллельнымъ оси ординатъ, то получимъ наглядное представленіе о средней температурѣ, господствующей на различныхъ глубинахъ въ январѣ, февралѣ и т. д. Если же будемъ перемѣщаться по прямымъ, параллельнымъ оси абсциссъ, то найдемъ измѣненія температуры на различныхъ глубинахъ въ различные мѣсяцы года. Подобныя карты *изоплетъ* даютъ весьма наглядное представленіе о ходѣ и характерѣ измѣненій какого-нибудь метеорологическаго фактора въ зависимости отъ другихъ двухъ перемѣнныхъ. Строго говоря, эту зависимость слѣдуетъ выразить не на плоскости, а въ пространствѣ. Во взятомъ выше примѣрѣ, на двухъ взаимно перпендикулярныхъ прямыхъ нужно отложить части, выража-

ющія мѣсяцы и глубины, а на перпендикулярахъ, возстановленныхъ изъ различныхъ точекъ плоскости,—соотвѣтствующія температуры. Черезъ оконечности этихъ перпендикуляровъ провести непрерывную поверхность. Ходъ этой поверхности и выразитъ ходъ температуры на раз-

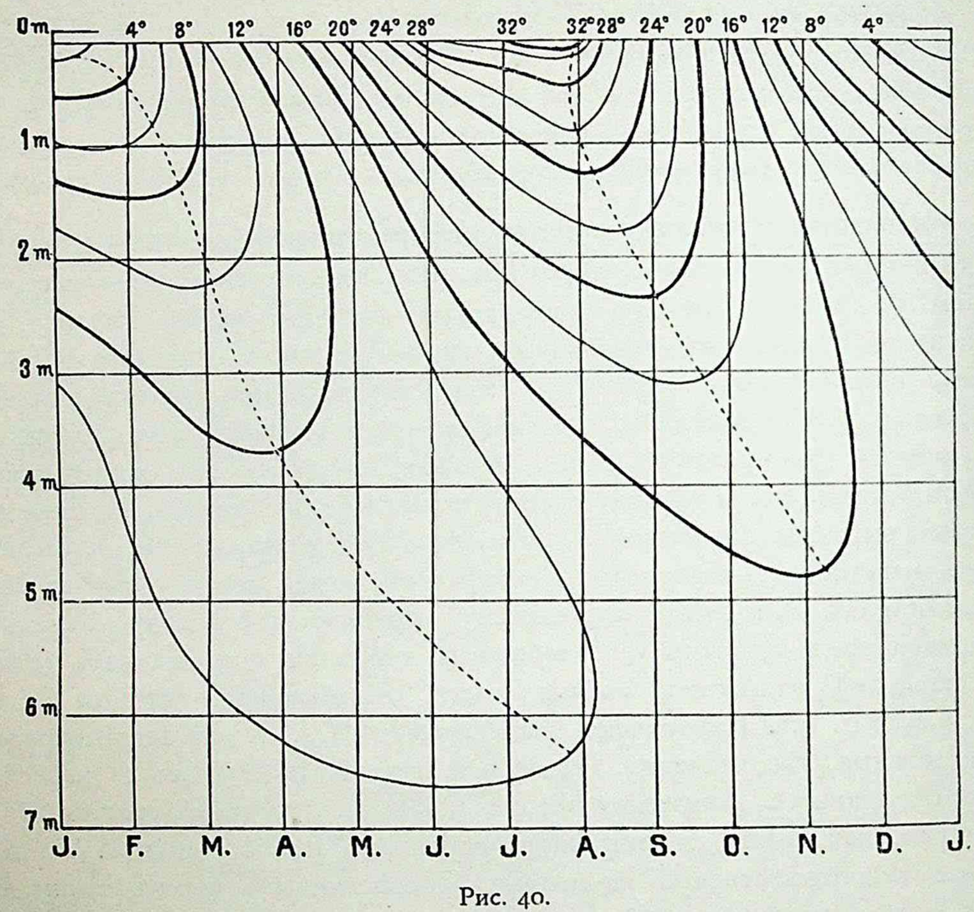


Рис. 40.

личныхъ глубинахъ и въ разное время года. Разсѣчемъ нашу поверхность плоскостями, параллельными первоначально взятой нами основной плоскости. Если полученные въ сѣченіи контуры спроектируемъ на ту же основную плоскость, то и получимъ, очевидно, систему *изоплетъ*.

VIII.

Тепловое состояніе земного ядра.

Повышеніе температуры ниже слоя постоянной годовой температуры. Всѣ наблюденія, произведенныя ниже слоя постоянной годовой температуры, показали, что температура съ глубиною постепенно повы-

шается. Подобныя наблюденія произведены въ рудникахъ и шахтахъ, въ артезіанскихъ колодцахъ, въ буровыхъ скважинахъ и, наконецъ, въ туннеляхъ. Въ рудникахъ можно наблюдать температуру воздуха, температуру воды, выступающей изъ горныхъ породъ шахты, температуру горной породы. Но температура воздуха въ шахтѣ можетъ видоизмѣняться значительно вслѣдствіе присутствія людей, лампъ, вентиляціи, холодныхъ токовъ, падающихъ сверху. Вытекающая изъ горныхъ породъ вода можетъ приносить температуру болѣе высокихъ горизонтовъ, изъ которыхъ она падаетъ. Остается, слѣдовательно, наблюдать температуру самой горной породы. Недостаточно точные результаты даютъ также измѣренія въ артезіанскихъ колодцахъ, вслѣдствіе конвекціонныхъ токовъ, охлаждающихъ нижніе слои и согрѣвающихъ верхніе. Наиболѣе точныя данныя получены въ буровыхъ скважинахъ.

Геотермометръ Магнуса. При геотермическихъ измѣреніяхъ примѣняется *геотермометръ Магнуса*. Геотермометръ Магнуса (рис. 41) представляетъ большой термометровидный, открытый сверху, сосудъ, наполненный ртутью. При температурѣ наружнаго воздуха ртуть доходитъ, положимъ, до высоты *a*. Затѣмъ вставляютъ этотъ геотермометръ въ горную породу, температуру которой желаютъ опредѣлить. Такъ какъ температура этого слоя бываетъ, обыкновенно, выше температуры наружнаго воздуха, то ртуть, вслѣдствіе расширенія, дойдетъ до верхняго края трубки и часть ея выльется. Геотермометръ этотъ окруженъ стеклянной гильзой, и вылившаяся ртуть можетъ быть взвѣшена. По вѣсу этой ртути, помощью простого вычисленія, находятъ maximum температуры того слоя, въ который былъ помѣщенъ геотермометръ. Но можно и безъ вычисленія опредѣлить эту температуру. Помѣщаютъ геотермометръ въ стаканъ съ водою и нагрѣваютъ воду до тѣхъ поръ,

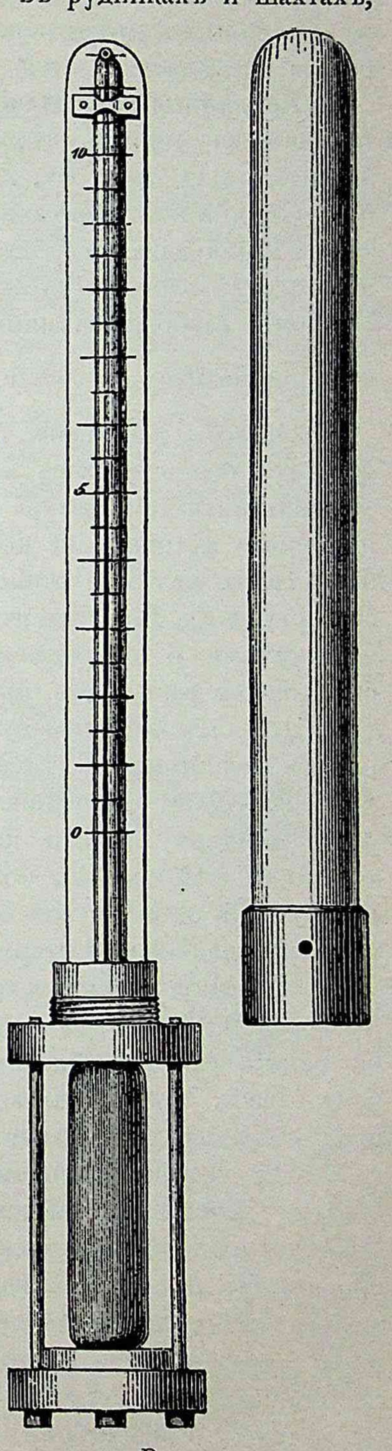


Рис. 41.

пока ртуть не дойдетъ до верхняго края трубки; если измѣрить температуру воды въ это мгновеніе, то получится, вмѣстѣ съ тѣмъ, температура изслѣдуемаго слоя.

Результаты наблюденій въ шахтахъ и буровыхъ скважинахъ; геотермическая ступень. Насчитываютъ въ настоящее время около 275 значительныхъ пунктовъ, для которыхъ имѣются болѣе надежныя данныя. Станціи эти расположены, главнымъ образомъ, въ среднихъ широтахъ. Наибольшая глубина рудниковъ и каменноугольныхъ копей не превышаетъ 1500 *м*. Глубже въ землю проникаютъ буровыя скважины. Наиболѣе глубокая скважина Парушовицъ доходитъ до глубины 2003 *м*, что приблизительно составляетъ $\frac{1}{3200}$ часть земного радіуса.

Степень повышенія температуры съ глубиною весьма различна. Мѣрою этого повышенія можетъ служить число градусовъ, на которое увеличивается температура на каждые 100 *м* вертикальнаго пониженія, или число метровъ, на которое нужно опуститься по вертикальному направленію вглубь, чтобы температура повысилась на 1^0 (геотермическая ступень). Геотермическая ступень весьма различна въ различныхъ мѣстностяхъ и въ различныхъ буровыхъ скважинахъ. Различіе это объясняется различіемъ въ теплопроводности и теплоемкости породъ, а также, быть можетъ, незаконченными химическими процессами, сопровождающимися выдѣленіемъ или поглощеніемъ тепла. Особенно велики колебанія въ рудникахъ.

Величина ступени колеблется въ значительныхъ предѣлахъ не только въ мѣстностяхъ, болѣе или менѣе удаленныхъ другъ отъ друга, но даже въ одной и той же скважинѣ. Интересный примѣръ неустойчивости величинъ геотермической ступени на незначительномъ даже участкѣ земной поверхности представляютъ данныя Дартона. Въ южной и сѣверной Дакотѣ, на поверхности, приблизительно, въ 100000 *кв км*, величины градіента колеблются въ предѣлахъ отъ 9.5 *м* до 24.6 *м*, причемъ точки, въ которыхъ эти величины достигаютъ крайнихъ своихъ предѣловъ, находятся другъ отъ друга на разстояніи не болѣе 50 *км*.

Всѣ указанныя уклоненія имѣютъ мѣстный характеръ и могутъ быть объяснены различіемъ физическихъ свойствъ земныхъ пластовъ, а также продолжающимися въ извѣстныхъ слояхъ химическими процессами. Но, если мы отвлечемся отъ этихъ мѣстныхъ аномалій, то общій законъ останется въ полной силѣ: температура съ глубиною повышается, и это явленіе имѣетъ мѣсто во всѣхъ изслѣдованныхъ широтахъ и долготахъ, даже въ вѣчной мерзлотѣ Якутска (отъ -11.1^0 на глубинѣ 2.1 *м* до -3.0^0 на глубинѣ 116.4 *м*). Въ первомъ приближеніи можно принять, что геотермическая ступень равна 30—35 *м*, что соотвѣтствуетъ 3.3^0—2.8^0 на каждые 100 *м*. Наиболѣе высокая температура, измѣренная

непосредственно, равна 70^0 (на глубинѣ 2003 *м*). Приведемъ еще рядъ дѣйствительно измѣренныхъ температуръ въ Парушовицѣ:

глубина	6	285	595	905	1215	1525	1835	1959 *м*
температура	12.1	18.9	28.8	35.8	46.4	53.8	65.0	69.3^0

Геотермическая ступень = 34.1 *м*.

Мы уже раньше видѣли, что многіе ученые пытались выразить эмпирической формулой средній законъ повышенія температуры съ глубиною. Нѣкоторыя изъ этихъ формулъ мы привели выше (стр. 97) и указали предѣлы ихъ годности. Строго говоря, каждая изъ нихъ выражаетъ только тотъ рядъ наблюденій, изъ котораго вычислены ея коэффиціенты.

Наблюденія въ туннеляхъ. Если мы въ массѣ земли мысленно проведемъ поверхность черезъ всѣ точки, имѣющія одну и ту же температуру, то получимъ такъ называемую *изотермическую поверхность*.

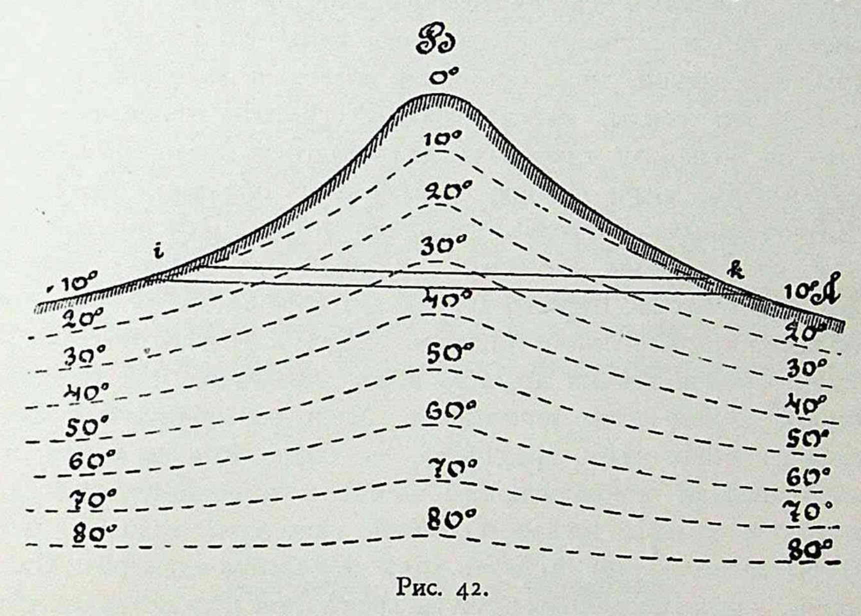


Рис. 42.

Такія поверхности можно провести черезъ точки, имѣющія температуру 20^0, 30^0, 40^0 и т. д. Въ виду крайне неравномѣрнаго распредѣленія тепла въ земной корѣ, поверхности эти не параллельны между собою и, вообще, не имѣютъ правильнаго хода. Но въ болѣе верхнихъ слояхъ земной коры поверхности эти слѣдуютъ, въ общемъ, за ходомъ дневного рельефа земной поверхности, т. е. поднимаются вдоль склоновъ горъ и опускаются въ долинахъ и низменностяхъ. Ходъ ихъ, приблизительно, можно видѣть на рис. 42, на которомъ представлены изотермическія поверхности, соотвѣтствующія температурамъ 10^0, 20^0, 30^0,... Положимъ, что гора прорѣзана линіей туннеля *ik*. Если мы будемъ слѣдовать вдоль этой линіи, то постепенно встрѣтимъ температуры

10°, 20°, 30°... Въ средней части туннеля температура достигнетъ максимума, а затѣмъ начнетъ уменьшаться къ другому концу его. Измѣряя температуру горныхъ породъ въ какой-нибудь точкѣ туннеля и вычисляя разстояніе этой точки отъ поверхности земли, считая по нормали, мы получимъ геотермическую ступень.

Въ С. Готардскомъ туннелѣ наиболѣе высокая температура равнялась 30.8° на глубинѣ 1752 *м* отъ поверхности горы; геотермическая ступень составляетъ 44 *м*. На этомъ основаніи можно было ожидать, что въ недавно прорытомъ Симплонскомъ туннелѣ температура должна достигнуть 43°. Въ дѣйствительности же она оказалась равной 53° на глубинѣ 2135 *м* отъ поверхности горы.

Вѣроятность высокихъ температуръ въ нѣдрахъ земли. Мы сказали, что въ земной корѣ непосредственно измѣрена температура, равная 70°. Но горячіе источники указываютъ на существованіе въ земной корѣ температуръ, близкихъ къ температурѣ кипѣнія воды. Вулканическая дѣятельность земли служитъ признакомъ того, что въ нѣдрахъ земли возможны температуры, достаточныя для плавленія нѣкоторыхъ горныхъ породъ. Всѣ эти факты, вмѣстѣ взятые, дѣлаютъ вѣроятнымъ допущеніе, что на большихъ глубинахъ должны господствовать весьма высокія температуры; иначе говоря, планета наша обладаетъ извѣстнымъ, весьма значительнымъ, запасомъ тепловой энергіи. Эти высокія температуры не расположены въ землѣ въ видѣ отдѣльныхъ тепловыхъ фокусовъ, или очаговъ. Вѣроятнѣе, что вся вообще внутренняя полость земли обладаетъ повышенной тепловой энергіей. И дѣйствительно, всѣ наблюденія, произведенныя до сихъ поръ, показали, что температура съ глубиной повсемѣстно повышается. Хотя геотермическая ступень колеблется въ нѣкоторыхъ предѣлахъ, но она, тѣмъ не менѣе, вездѣ измѣряется числами приблизительно одного и того же порядка (десятками метровъ); явленіе имѣло бы иной характеръ, если бы высокія температуры расположены были въ видѣ отдѣльныхъ очаговъ. Съ другой стороны, карта географическаго распредѣленія вулкановъ свидѣтельствуетъ, что вулканическая дѣятельность пробуждается во всѣхъ широтахъ и долготахъ, даже среди полярныхъ снѣговъ (вулканы и гейзеры Исландіи, вулканы Эребусъ и Терроръ въ антарктическомъ поясѣ).

Но, если внутри земли вѣроятны весьма высокія температуры, то, въ связи съ этимъ, является новый вопросъ: въ какомъ физическомъ состояніи находится земное ядро? Вопросъ этотъ, какъ чисто геологическій или, вѣрнѣе, космогоническій, стоитъ за предѣлами нашей задачи. Подробности см. въ моей книгѣ «Метеорологія», ч. I, стран. 354 и далѣе.

Многія соображенія заставляютъ насъ предполагать, что самая верхняя часть земной коры находится, въ настоящее время, въ стаціонарномъ тепловомъ состояніи, и что тепло, получаемое снизу, цѣликомъ

теряется въ междупланетное пространство. Сдѣлана попытка опредѣлить то количество тепла, которое, при посредствѣ нашей твердой оболочки, ежегодно разсѣивается въ міровое пространство. Конечно, это можно сдѣлать лишь при нѣкоторыхъ, чисто произвольныхъ, допущеніяхъ. По вычисленіямъ Ганна, каждый квадратный сантиметръ земной поверхности получаетъ въ годъ 54.2 мал. калоріи. Это тепло можетъ расплавить ледяную оболочку въ 6.8 *мм* толщины. Очевидно, что подобный притокъ внутренняго тепла не можетъ играть никакой роли въ метеорологическихъ процессахъ. По вычисленію Траберта, это тепло можетъ повысить температуру земли лишь на 0.1^0. Но, такъ какъ процессъ отдачи тепла черезъ посредство земной коры продолжается цѣлыя геологическія эпохи, то мало-по-малу земное ядро должно постепенно охлаждаться и сокращаться въ объемѣ. Земная же кора, сохраняя свое стаціонарное тепловое состояніе, принуждена постоянно укладываться на постепенно уменьшающейся поверхности земного ядра; вслѣдствіе этого образуются на этой корѣ складки, разрывы, трещины, а также создаются условія, необходимыя для взрыва подземныхъ геодинамическихъ силъ (вулканическія изверженія) и колебаній коры, какъ макро- такъ и микро-сейсмическихъ. Такимъ образомъ, какъ продолжающійся процессъ горообразованія, такъ и вся вулканическая и сейсмическая дѣятельность земли являются результатомъ непрерывнаго разсѣиванія тепловой энергіи земли въ міровое пространство.

Въ заключеніе замѣтимъ, что въ самое послѣднее время промелькнула мысль о возможной связи между радіоактивностью тѣлъ, входящихъ въ составъ земли, и тепловымъ состояніемъ земного ядра.

IX.

Тепловыя условія океановъ.

Нагрѣванія и охлажденія водяной оболочки земли. Поверхность океаническихъ водъ, подобно поверхности суши, получаетъ свою тепловую энергію отъ солнца. Но законы распредѣленія этой энергіи въ твердой и жидкой оболочкахъ далеко неодинаковы. Во-первыхъ, теплоемкость суши меньше, чѣмъ теплоемкость воды, вслѣдствіе чего вода нагрѣвается и охлаждается гораздо медленнѣе, чѣмъ суша, и способна аккумулировать большій запасъ тепла; во-вторыхъ, лучеиспускательная способность суши гораздо больше, чѣмъ водной поверхности; въ третьихъ, въ твердой корѣ земли тепло проникаетъ вглубь исключительно

путемъ теплопроводности, между тѣмъ въ водной оболочкѣ оно передается путемъ конвективныхъ токовъ. Радіація солнца, прежде всего, проникаетъ на извѣстную глубину и непосредственно нагрѣваетъ слой извѣстной толщины. Относительно прониканія лучей различной преломляемости имѣются наблюденія Гюфнера и Альбрехта. Если напряженность лучей каждой преломляемости на поверхности примемъ за 100, то, на глубинѣ 10 *м*, составъ радіаціи будетъ слѣдующій:

лучи	красные	между B и C	2%
»	оранжевые и желтые	» C » D	7
»	желто-зеленые	» D » E	39
»	зеленые	» E » F	65
»	голубые	» F » G . . .	69—76

Красные лучи, какъ видно, поглощаются быстро въ тонкомъ слоѣ.

Далѣе, въ массахъ океаническихъ водъ существуютъ конвекціонные токи, способствующіе обмѣну водъ верхнихъ и болѣе низкихъ слоевъ. Токи эти вызываются какъ термическими условіями, такъ и разностью соленостей; въ соленыхъ водахъ верхніе слои, вслѣдствіе сильнаго испаренія, дѣлаются болѣе плотными, падаютъ внизъ и передаютъ свое тепло болѣе глубокимъ слоямъ.

Наконецъ, волненія океаническихъ водъ, вызываемыя вѣтрами, также способствуютъ обмѣну тепла между поверхностными и нижележащими слоями.

Все это, вмѣстѣ взятое, даетъ намъ основаніе предполагать, что всякія измѣненія въ тепловомъ состояніи непрерывной водной оболочки земли должны происходить медленнѣе и въ менѣе широкихъ предѣлахъ (особенно посреди открытаго океана), чѣмъ въ верхнихъ слояхъ суши; но, съ другой стороны, всѣ эти измѣненія должны проникать глубже въ толщу воды.

Методы опредѣленія температуры поверхностныхъ водъ. Для измѣренія поверхностныхъ температуръ зачерпываютъ воду съ поверхности моря большимъ ведромъ и, поднявъ его на бортъ корабля, непосредственно измѣряютъ температуру воды помощью чувствительнаго термометра. Значительная теплоемкость воды препятствуетъ быстрому измѣненію ея температуры во время производства опыта. Янсенъ предложилъ небольшое приспособленіе, дающее возможность находить поверхностную температуру моря, не прибѣгая къ необходимости вытаскивать воду на палубу. Приборъ Янсена состоитъ изъ термометра, заключеннаго въ деревянную оправу, который на веревкѣ опускается черезъ бортъ корабля въ море. Въ нижней части прибора находится свинцовое кольцо, къ которому прикрѣплена кисть пеньковыхъ волоконъ. Такимъ образомъ, когда термометръ опускается въ воду, пеньковыя волокна расходятся

и освобождаютъ шарикъ; когда же его вынимаютъ изъ воды, волокна плотно облегаютъ и охватываютъ шарикъ и поддерживаютъ его температуру въ теченіе небольшого промежутка, который вполнѣ достаточенъ для производства нужнаго измѣренія. Опыты показали, что термометръ сохраняетъ свою температуру въ теченіе 2 минутъ; такъ, въ одномъ опытѣ, термометръ показывалъ 19.0°; когда же онъ былъ вынутъ изъ воды и выставленъ на солнце, то по истеченіи 2 мин. отъ начала опыта температура его была та же самая (19°), и только черезъ 2.5 мин. шарикъ принялъ температуру 19.1°.

Методы опредѣленія температуры глубинныхъ водъ. Въ настоящее время для опредѣленія температуры водъ на различныхъ глубинахъ получили широкое распространеніе приборы Негретти и Замбра. Термометръ устроенъ такъ, что трубка *CD* (рис. 43) въ мѣстѣ *DB* перехода ея въ шарикъ сужена и изогнута; при поворачиваніи термометра шарикомъ вверхъ, ртутный столбикъ въ трубкѣ отдѣляется отъ шарика и падаетъ на дно трубки. Термометрическая трубка помѣщается внутри толстой стеклянной трубки, которая припаивается вблизи шарика и, окружая послѣдній, предохраняетъ его отъ вліянія давленія на большихъ глубинахъ. Термометръ вкладывается въ металлическую оправу (рис. 44, II, стр. 128) съ прорѣзомъ по длинѣ шкалы и прикрѣпляется къ особой рамѣ, внутри которой онъ свободно поворачивается около оси *H*. Для удержанія термометра шарикомъ внизъ, какъ показано на чертежѣ 44, верхняя часть металлической оправы оканчивается выступомъ, внутрь котораго проходитъ нижній конецъ штифта *p*. Для поворачиванія термометра шарикомъ вверхъ существуетъ особое приспособленіе. Винтъ *C*, при погруженіи прибора вглубь, вращается такъ, что конецъ штифта *p* входитъ внутрь выступа оправы и тѣмъ удерживаетъ ее въ положеніи, показанномъ на чертежѣ (44, II). Когда же приборъ начинаютъ подымать вверхъ, то винтъ *C* вращается въ обратную сторону, штифтъ *p* выходитъ изъ выступа оправы, термометръ опрокидывается и принимаетъ положеніе, показанное на чертежѣ (44, III). Для наблюденій приборъ привязываютъ къ лотлиню и, поворотивъ рукою винтъ въ рамѣ такъ, чтобы штифтъ *p* вошелъ внутрь выступа оправы, погружаютъ приборъ на требуемую глубину; послѣ того, какъ термометръ приметъ температуру воды на данной глубинѣ, его подымаютъ обратно. При обратномъ движеніи прибора термометръ поворачивается шарикомъ вверхъ, отчего столбъ ртути у шарика отдѣляется и падаетъ на дно трубки; величина этого столбика соотвѣтствуетъ той температурѣ, какая имѣла мѣсто

Рис. 43.

на данной глубинѣ, и потому, поднявъ приборъ на палубу и не измѣняя его положенія, т. е. оставляя термометръ шарикомъ кверху, производятъ отсчетъ у верхняго конца ртутнаго столбика, такъ какъ въ этихъ приборахъ шкала идетъ отъ конца трубки къ шарику, а не наоборотъ, какъ у всякаго обыкновеннаго термометра.

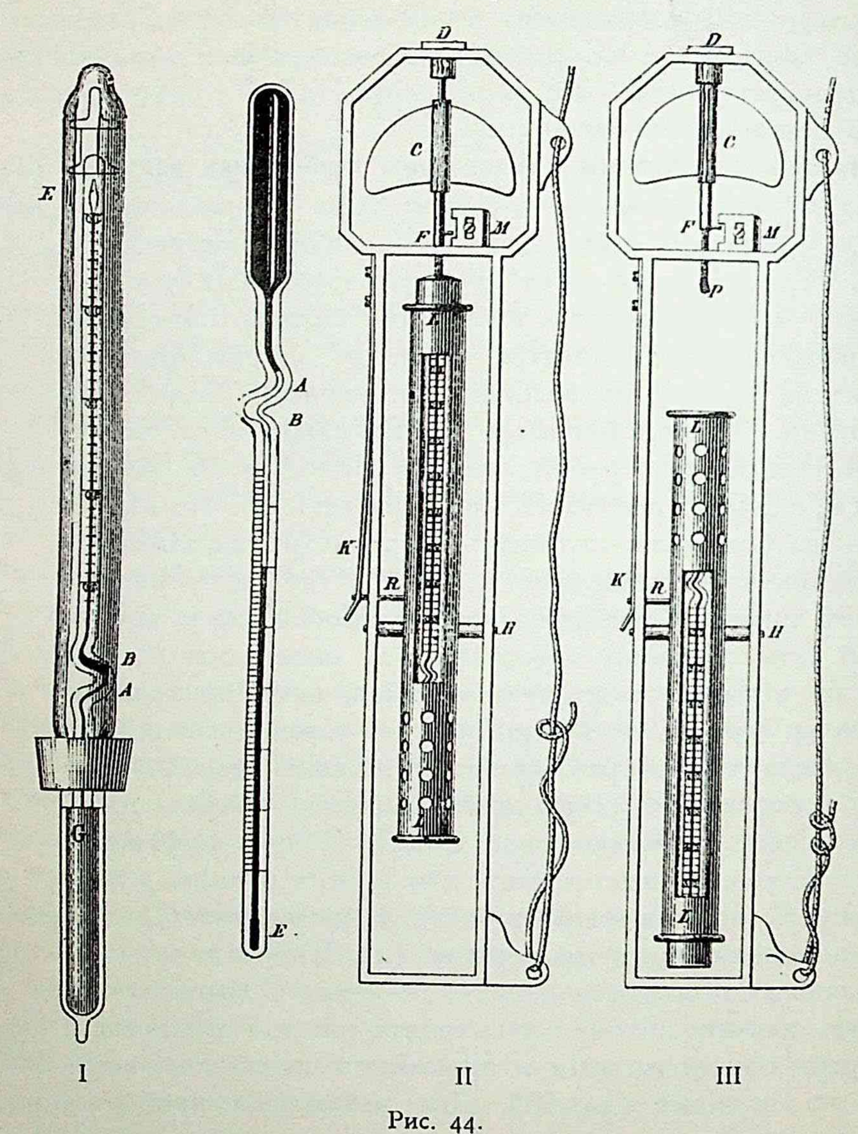


Рис. 44.

Суточныя и годовыя колебанія. Въ открытомъ океанѣ суточныя колебанія воды на поверхности весьма незначительны; они не превышаютъ 0.5^0 и, въ крайнихъ случаяхъ, достигаютъ 1^0 при безвѣтріи и ясной погодѣ. Конечно, вблизи берега амплитуда можетъ достигать 2^0—3^0. Наступленіе максимума и минимума запаздываетъ по отношенію къ температурѣ воздуха. Максимумъ бываетъ спустя 4—5 часовъ послѣ

полудня, а минимумъ на 2—3 часа позже восхода солнца. Суточныя колебанія проникаютъ вглубь иногда до 10 *м* и болѣе. По наблюденіямъ Эмэ въ Средиземномъ морѣ суточныя колебанія замѣтны еще на глубинѣ 18 *м*. Точное опредѣленіе суточнаго хода затрудняется неправильными колебаніями температуры моря вблизи береговъ. Причина этихъ неправильностей зависитъ отъ вліянія вѣтра. Вѣтеръ, дующій отъ суши къ морю нормально къ линіи берега, можетъ понизить температуру воды въ береговой полосѣ на 8°—10° въ сутки. Этимъ объясняются рѣзкія колебанія температуры въ береговой полосѣ Балтійскаго, Чернаго и Азовскаго морей.

Годовая періодичность въ ходѣ температуры океанической воды выражена рѣзче. Амплитуда колебаній въ тропическомъ поясѣ равна 2°; затѣмъ она увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ экватора и подъ 30°—40° с. ш. достигаетъ 8°—10°; затѣмъ опять уменьшается. Въ сѣверномъ полушаріи она больше, чѣмъ въ южномъ (разница до 5°). По Шотту, амплитуды годовыхъ колебаній находятся въ слѣдующей зависимости отъ широты:

широта . . .	0°	10	20	30	40	50
амплитуды . .	2.3°	2.4	3.6	5.9	7.5	4.7.

Максимумъ температуры въ сѣверномъ полушаріи бываетъ въ августѣ—сентябрѣ, а минимумъ въ февралѣ—мартѣ. Въ болѣе широкихъ предѣлахъ происходитъ годовое колебаніе температуры во внутреннихъ моряхъ:

въ Средиземномъ	морѣ	амплитуда . .	10°—14°
» Красномъ	»	» . .	11—13
» Балтійскомъ	»	» . .	17
» Черномъ	»	» . .	20—24

Изъ нѣкоторыхъ наблюденій найдено, что годовыя колебанія проникаютъ до 200—300 *м*. Эмэ въ Средиземномъ морѣ нашелъ глубину прониканія годовыхъ колебаній 300—400 *м*.

Въ Черномъ морѣ, по изслѣдованіямъ Шпиндлера, годовыя колебанія затухаютъ на глубинѣ, не превышающей 200 *м*.

Географическое распредѣленіе температуры на поверхности океановъ. Географическое распредѣленіе температуры на поверхности океана обусловливается не только географическимъ положеніемъ различныхъ его точекъ, но также вліяніемъ общей океанической циркуляціи, а также морскими и воздушными теченіями. Чтобы можно было судить о распредѣленіи поверхностной температуры океановъ, наносятъ на карты кривыя, соединяющія тѣ точки океана, которыя имѣютъ одинаковыя поверхностныя температуры; кривыя эти называются океаниче-

скими *изотермами*. Рисунки 45, 46, 47 даютъ намъ общее представленіе о среднемъ годовомъ распредѣленіи температуры на поверхности Атлантическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ. На прилагаемыхъ картахъ океаническія изотермы вычерчены непрерывными кривыми линіями. Пунктирныя линіи представляютъ изономал и температуры.

Въ заключеніе, приводимъ *крайнія* температуры, которыя наблюдаются на поверхности океановъ. Максимумъ температуры былъ най-

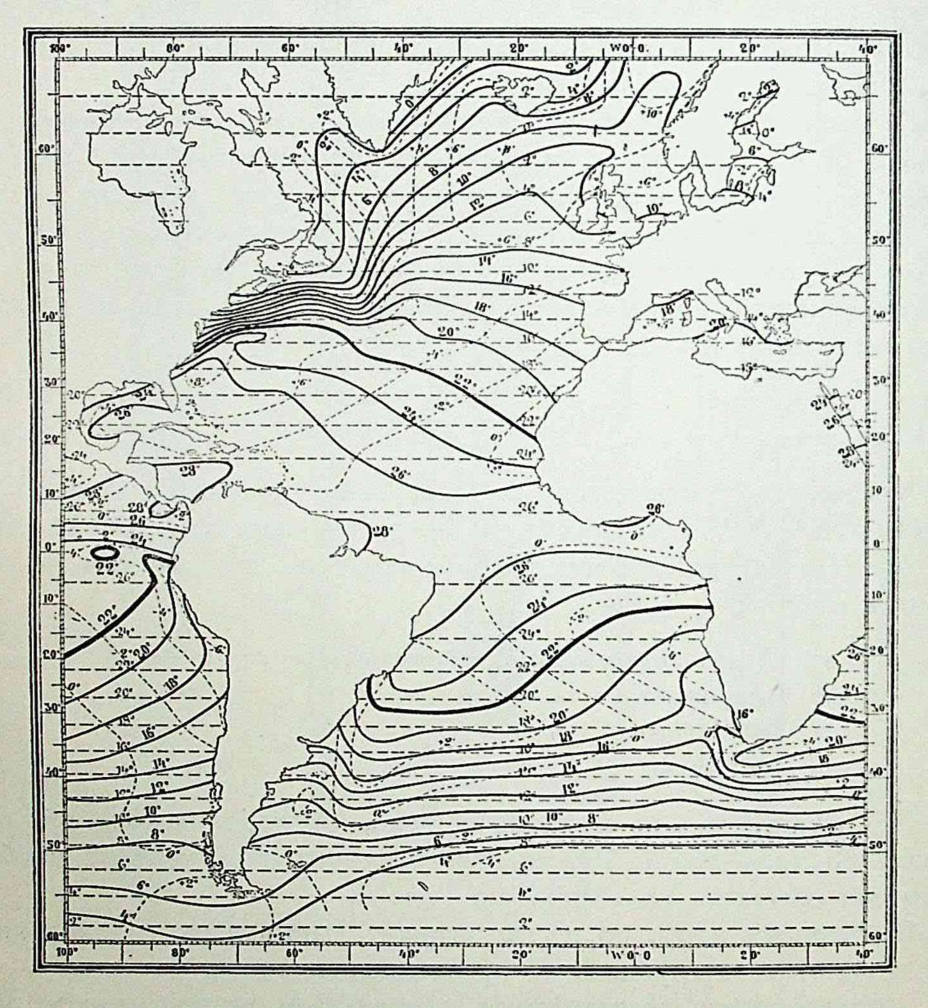


Рис. 45.

денъ въ сѣверной части Персидскаго залива (35.6°). Другой максимумъ (32.8°) былъ наблюденъ въ Южно-Китайскомъ морѣ у береговъ Сіама; наконецъ, вблизи Целебеса, подъ 4° 14′ *N* и 124° 18′ *E*, на «Челленджерѣ» измѣрена температура 31.1° *C*. Самая низкая температура, а именно —2.8° *C*, найдена была 18 и 24 февраля 1864 г. (Челленджеръ) подъ 65° *N*. Такимъ образомъ, амплитуда колебаній поверхностной

температуры океановъ составляетъ 35.6° + 2.8° = 38.4° и, слѣдовательно, значительно меньше амплитуды колебаній температуры воздуха.

Распредѣленіе температуры по вертикальному направленію. Всѣ океаническія экспедиціи послѣдняго времени показали, что, въ океанахъ жаркаго и умѣреннаго поясовъ и въ лѣтнюю половину года въ полярныхъ моряхъ, температура съ глубиною понижается до самаго дна, и

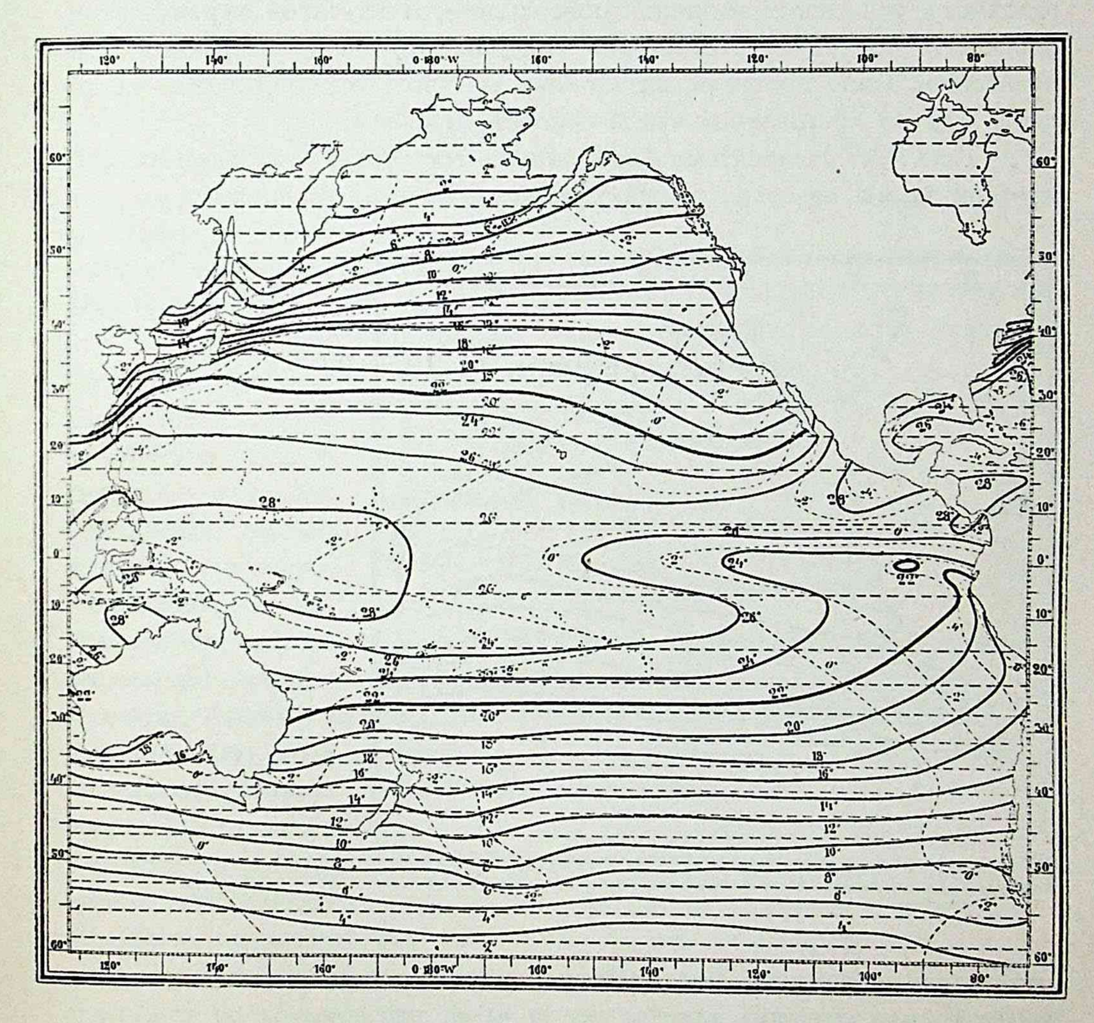


Рис. 46.

въ нижнихъ ярусахъ океановъ существуетъ слой холодной воды весьма значительной мощности. Общимъ выразителемъ этого пониженія можетъ служить слѣдующая табличка Бёканана:

глубина	180	360	550	910	1650	2380	2740	4020 *м*
температура	15.9°	10.1	7.1	4.5	2.7	2.0	1.8	1.8.

Наиболѣе низкая температура на днѣ въ низкихъ и умѣренныхъ широтахъ падаетъ до —0.5° и —0.6°, а въ полярныхъ моряхъ до —2.0°.

Для того, чтобы судить о законахъ распредѣленія океаническихъ температуръ по вертикальному направленію, проводятъ мысленно поверхности черезъ каждые 2^0 или болѣе (поверхности одинаковыхъ температуръ). Если мы желаемъ прослѣдить температуру по какому-нибудь направленію, то нужно разсѣчь океанъ вертикальной плоскостью, совпадающей съ избраннымъ направленіемъ. Эта вертикальная плоскость разсѣчетъ всѣ изотермическія поверхности, и на такой вертикальной плоскости получится термическій профиль океана по избранному направленію. Такіе профили мы можемъ получить по направленію меридіана или по направленію какой-нибудь параллели.

Такъ какъ распредѣленіе подводныхъ температуръ неравномѣрно, то изотермическія поверхности вообще изогнуты и въ различныхъ частяхъ океановъ лежатъ на различныхъ глубинахъ. Наблюденія показываютъ, что, начиная съ поверхности, температура океана постепенно убываетъ — сперва быстро, потомъ медленнѣе; особенно быстрое убываніе замѣчено подъ экваторомъ (здѣсь до глубины первыхъ 90 — 100 *м* температура убываетъ на $13^0 — 14^0$). На глубинѣ 730 — 1100 *м* господствуютъ температуры около 4^0.

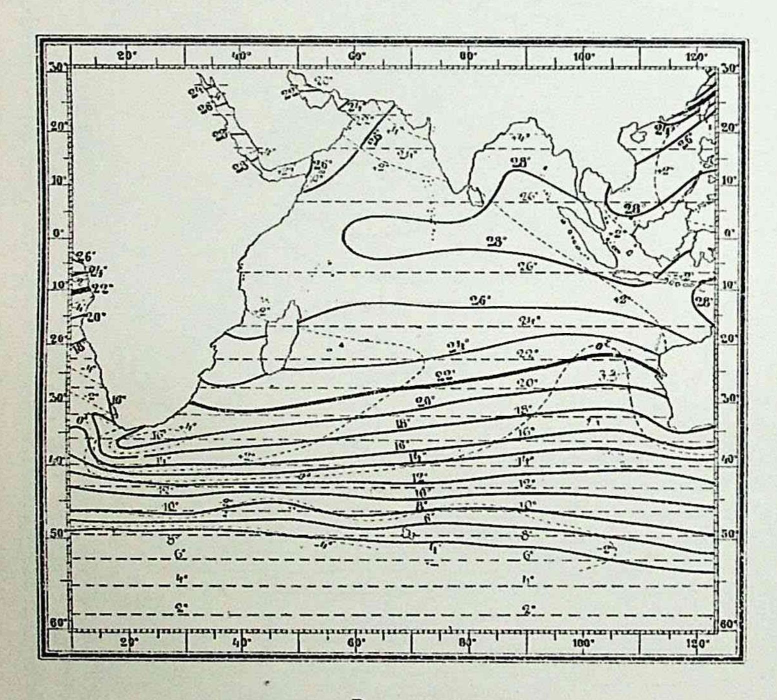


Рис. 47.

Отъ этого слоя идетъ еще болѣе медленное пониженіе до самаго дна. Въ полярныхъ странахъ температура воды на днѣ понижается до -2.0^0; въ моряхъ, сосѣднихъ съ полярными, она колеблется между 0^0 и -1.5^0, въ среднихъ широтахъ на глубинахъ 3660 — 5490 *м* — между $+1^0$ и $+2^0$, а вблизи экватора падаетъ даже до 0^0. Температура дна тѣхъ частей океана, которыя находятся въ свободномъ сообщеніи съ полярными морями, ниже, чѣмъ соотвѣтствующая температура зимы на поверхности, и только нѣсколько выше, чѣмъ температура дна въ полярныхъ странахъ; поэтому южныя части Атлантическаго и Тихаго океановъ имѣютъ болѣе низкія температуры дна, чѣмъ сѣверныя. Такова общая

схема распредѣленія температуры океаническихъ водъ по вертикальному направленію. Но вслѣдствіе различныхъ мѣстныхъ условій возможны и отступленія отъ этой схемы. Такъ, напримѣръ, въ нѣкоторыхъ частяхъ полярныхъ морей температуры на поверхности могутъ быть ниже, чѣмъ на глубинѣ; нерѣдко также можно видѣть слой болѣе теплой воды между двумя болѣе холодными. Подобныя аномаліи замѣчены, между прочимъ, во время экспедиціи «Челленджера»; 14 февраля 1874 г. подъ $65^0 42' S$ и $79^0 40' W$ найдено:

на поверхности		......	-1.2^0
» глубинѣ	91 *м*	.....	-1.7^0
» »	366 *м*	.....	-0.8^0
» »	отъ 550 до 730 *м*.		отъ 0 до $+0.4^c$.

Такое повышеніе температуры съ глубиною можно объяснить тѣмъ, что вода, происходящая отъ таянія ледяныхъ глыбъ, какъ менѣе соленая, а потому и менѣе плотная, остается на поверхности океана; внизу же находятся слои болѣе соленой и болѣе теплой воды.

Другого рода аномалія была наблюдена Мономъ въ іюнѣ 1877 г. между Норвегіей и Шпицбергеномъ; Монъ нашелъ:

на поверхности моря	температуру	..	7.6^0
» глубинѣ 110 *м*	»	..	3.8^0
» » 256 *м*	»	..	5.0^0

Такимъ образомъ, слой воды съ температурой 3.8^0 находился между двумя другими, болѣе теплыми, слоями.

Вообще, слѣдовательно, температура поверхностнаго слоя океановъ колеблется въ весьма широкихъ предѣлахъ; затѣмъ до глубины около 100 *м* она убываетъ очень быстро, особенно у экватора; далѣе пониженіе идетъ медленнѣе, и на глубинѣ 800—1100 *м* господствуетъ температура около 4^0; въ самыхъ нижнихъ слояхъ температура падаетъ въ нѣкоторыхъ частяхъ океановъ до $-2^0 C$; изотермическія поверхности ближе къ уровню океана въ южныхъ частяхъ океановъ, чѣмъ въ сѣверныхъ и вообще расположены неравномѣрно въ различныхъ частяхъ одного и того же океана. Низкія температуры океаническихъ глубинъ обусловливаются, какъ мы видѣли раньше, общей циркуляціей, существующей между экваторіальными и полярными водами (см. стр. 77—78).

Чтобы нагляднѣе судить о распредѣленіи температуры океаническихъ водъ по вертикальному направленію, строятъ обыкновенно термическіе профили [1]).

---

[1]) См. мою книгу «Метеорологія», ч. I, стр. 379—380.

Распредѣленіе температуры по вертикальному направленію во внутреннихъ моряхъ. Представимъ себѣ первоначально вполнѣ замкнутый, обширный и глубоководный, бассейнъ, наполненный прѣсной водой. Распредѣленіе температуры будетъ зависѣть отъ нагрѣванія и охлажденія на поверхности и конвективныхъ токовъ. Частицы на поверхности, охлаждаясь, дѣлаются болѣе плотными и падаютъ внизъ. Эта циркуляція будетъ продолжаться до тѣхъ поръ, пока вся масса не приметъ температуры наибольшей плотности, т. е. 4°. Если охлажденіе продолжается, то частицы уже болѣе не падаютъ, а остаются на поверхности. Вслѣдствіе этого, если глубина бассейна значительна, то въ холодное время температура на днѣ будетъ выше, чѣмъ на поверхности. Если бассейнъ не покрывается сплошнымъ льдомъ, то лучеиспусканіе продолжается, и вся масса можетъ принять температуру ниже 4°. Въ лѣтнее время нагрѣваніе идетъ съ поверхности путемъ теплопроводности и перемѣшиванія слоевъ. Оно не проникаетъ особенно глубоко, и потому на днѣ будутъ температуры, соотвѣтствующія зимней температурѣ на поверхности.

Положимъ далѣе, что нашъ бассейнъ наполненъ морской водой. Въ зимніе мѣсяцы вода охлаждается, дѣлается болѣе плотной и падаетъ на дно; нагрѣваніе лѣтомъ ограничивается зоною слоевъ извѣстной толщины, а потому въ такомъ бассейнѣ температура самыхъ низкихъ слоевъ должна соотвѣтствовать зимней температурѣ на поверхности.

Но если внутренній бассейнъ соединяется проливомъ съ открытымъ океаномъ, то распредѣленіе температуры зависитъ отъ степени обмѣна водъ бассейна и открытаго океана. Напримѣръ, Средиземное море соединено съ Атлантическимъ океаномъ посредствомъ Гибралтарскаго пролива. Высшія точки дна Гибралтарскаго пролива лежатъ на глубинѣ 320 *м*. Слѣдовательно, до глубины 320 *м* возможенъ свободный обмѣнъ водъ Средиземнаго моря и Атлантическаго океана, и до этой глубины температуры одинаковы какъ въ океанѣ, такъ и въ морѣ. Но, по ту сторону пролива, въ Атлантическомъ океанѣ, температура понижается и на днѣ (4000 *м*) достигаетъ 2.0°; въ Средиземномъ же морѣ отъ глубины 320 *м* и до самаго дна температура остается постоянной и равна 12.7°. Такъ какъ Средиземное море имѣетъ значительное протяженіе, то температура на днѣ видоизмѣняется въ различныхъ мѣстахъ въ зависимости отъ мѣстныхъ климатическихъ условій. Напримѣръ, въ восточной части она равна, въ глубокихъ впадинахъ, 13°; въ Архипелагѣ — 12.8°. На рис. 48, представлено вертикальное распредѣленіе температуры по обѣ стороны Гибралтарскаго пролива.

Интересно вертикальное распредѣленіе температуры въ Черномъ морѣ. Если бы Черное море представляло закрытый бассейнъ, то температура на днѣ была бы близка къ средней зимней температурѣ на

поверхности. Но воды Чернаго моря, при посредствѣ проливовъ, находятся въ общеніи съ водами Средиземнаго моря. Въ проливахъ, какъ мы уже видѣли, существуетъ двойная циркуляція. Воды Чернаго моря, какъ менѣе плотныя, стремятся къ Средиземному морю, а болѣе плотныя воды Средиземнаго моря направляются въ Черное море. Но на уровнѣ дна проливовъ вода Средиземнаго моря имѣетъ температуру 13.4°—13.6°. Такъ какъ эта циркуляція поддерживается весьма продолжительное время, то въ настоящую эпоху въ глубокихъ слояхъ водъ Чернаго моря, по всей вѣроятности, установилась стаціонарная температура, равная 9.0°—9.1°. Въ зимнее время поверхность воды охлаждается. Охлажденныя частицы начинаютъ опускаться; охлажденіе передается также путемъ теплопроводности. Но это охлажденіе переходитъ медленно, отъ слоя къ слою. Такъ какъ поверхностныя частицы имѣютъ меньшую соленость, чѣмъ глубинныя, то онѣ не могутъ опуститься очень глубоко, ибо здѣсь онѣ встрѣчаютъ уже воду, осоло-

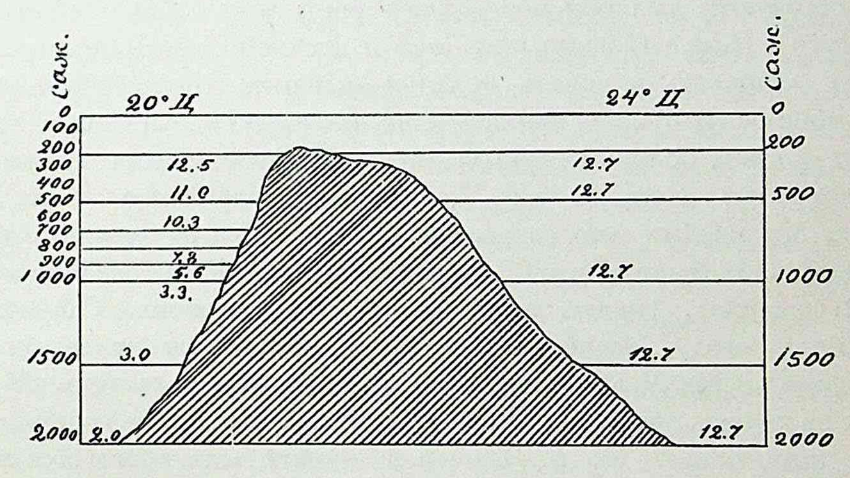


Рис. 48.

няемую теченіемъ изъ Босфора. Къ лѣту это охлажденіе можетъ достигнуть глубины 60—90 *м*. Въ это время вода на поверхности уже успѣваетъ нагрѣться до 20°—22°. Вслѣдствіе этого въ распредѣленіи температуры по вертикальному направленію въ лѣтніе мѣсяцы замѣчается слѣдующая особенность. Температура отъ поверхности (20°—22°) первоначально падаетъ до глубины 60—90 *м* до 7°. На этой глубинѣ встрѣчается, своего рода, холодная прослойка. Затѣмъ температура опять повышается и на глубинѣ 600 *м* равна уже 9.1°. Къ осени прослойка эта опускается ниже, и температура ея повышается, такъ что къ началу зимы температура во всей толщѣ Чернаго моря дѣлается равномѣрной, приближаясь къ 9°.

Красное море находится въ условіяхъ, подобныхъ условіямъ Средиземнаго моря. До глубины дна Бабэль-Мандебскаго пролива темпе-

ратуры въ Индійскомъ океанѣ и въ Красномъ морѣ почти одинаковы; но отъ 600 *м* и до дна температура въ Красномъ морѣ равна 21.5°. Въ моряхъ тропическаго пояса зимнія охлажденія невелики, и температура на глубинѣ зависитъ исключительно отъ температуры океана на уровнѣ гребня, отдѣляющаго внутреннее море отъ океана. Такъ, въ Караибскомъ морѣ глубина гребня 1600 — 1800 *м*; на этомъ уровнѣ температура въ океанѣ равна 4.2°, и эта же температура господствуетъ въ Караибскомъ морѣ отъ глубины 1600—1800 *м* и до самаго дна. Въ морѣ Зулу глубина гребня 800 *м*, и температура на глубинѣ равна 10.2°, въ морѣ Целебесъ глубина гребня 1800 *м*, и температура ниже 1800 *м* равна 3.6°.

Образованіе льда. Въ наиболѣе высокихъ широтахъ поверхность моря покрыта льдами двоякаго происхожденія: 1) отъ замерзанія морской воды и 2) отъ обламыванія полярныхъ глетчеровъ. Небольшая часть льда приносится изъ устьевъ рѣкъ. Большія скопленія морского льда образуютъ ледяныя поля; глетчерный ледъ даетъ ледяныя горы (айсберги). Зная удѣльный вѣсъ льда и плотность воды, нетрудно опредѣлить мощность ледяныхъ полей и ледяныхъ горъ. При вычисленіи этой мощности нужно принять еще въ расчетъ наружную нагрузку льдовъ (снѣгъ, обломки горныхъ породъ). Ледяныя горы обыкновенно выходятъ изъ водъ на $^1/_7$ — $^1/_9$ часть, а ледяныя поля — на $^1/_4$ всей толщи. Мы видѣли раньше условія охлажденія и замерзанія прѣсныхъ бассейновъ. Гораздо труднѣе объяснить замерзаніе морской воды, имѣющей соленость, равную средней солености океановъ. Обыкновенно, въ тихую погоду, на поверхности воды образуются кристаллы гексагональной системы; эти кристаллики смерзаются въ небольшіе куски. Подъ напоромъ вѣтра и дѣйствіемъ холода эти куски собираются въ болѣе значительныя массы. Чаще всего новый ледъ образуется у береговъ или около льдовъ прежнихъ лѣтъ. Ледяныя массы могутъ смерзаться, нагромождаться другъ на друга и занимаютъ большія пространства по горизонтальному направленію. Въ этомъ случаѣ онѣ называются *ледяными полями*. Всѣ ледяныя массы, которыя окружаютъ земные полюсы, образуютъ непроходимый ледяной барьеръ, называемый *пакомъ*. Ледяныя поля, при извѣстныхъ условіяхъ погоды, разламываются на части, опять смерзаются и выдѣляютъ, на экваторіальныхъ своихъ границахъ, массу плавучаго льда. Подъ вліяніемъ давленія и напора, на поверхности ледяныхъ полей образуются цѣлые кряжи холмовъ, торосы, высота которыхъ опредѣляется въ отдѣльныхъ случаяхъ въ 30 и даже 40 *м*. По наблюденіямъ полярныхъ изслѣдователей, толщина ледяного покрова, могущаго образоваться въ одну зиму, не превышаетъ 2.5 *м*; слѣдовательно, поля болѣе значительной мощности образуются взаимнымъ нагроможденіемъ массъ. Накопленіе ледяныхъ полей

около полюсовъ имѣетъ свой предѣлъ. Одна часть льда таетъ въ теченіе лѣта; другая, отрываясь, уносится въ болѣе низкія широты. При образованіи льда соль выдѣляется только частью. Вода, получаемая отъ таянія ледяного поля, по Макарову, содержитъ 0.2—0.7% соли. Удѣльный вѣсъ льда при 0^0 равенъ 0.917 (по отношенію къ дистиллированной водѣ при 4^0), а по Макарову, при температурахъ отъ 0^0 до 1.3^0, онъ колеблется отъ 0.858 до 0.936.

Ледяныя горы, или айсберги, представляютъ обломки полярныхъ глетчеровъ. Въ полярныхъ странахъ линія вѣчнаго снѣга понижается, и сползающіе глетчеры входятъ въ море. Подъ напоромъ морской воды и океаническихъ волнъ, огромныя части льда отламываются и образуютъ ледяныя горы. Источниками, питающими эти айсберги, являются глетчеры Гренландіи и отчасти Шпицбергена, Земля Франца Іосифа и сѣверные берега Новой Земли. Въ Арктическомъ океанѣ не встрѣчаются ледяныя горы выше 40—60 *м*, на Челленджерѣ отмѣчена наибольшая высота 76 *м*. Какъ льдины ледяныхъ полей, такъ и ледяныя горы, уносятся теченіями въ болѣе низкія широты. Существуютъ, своего рода, большія дороги, по которымъ несутся льды. Одна такая большая дорога лежитъ вдоль восточныхъ береговъ Гренландіи. Сильное полярное теченіе выходитъ также изъ Баффинова залива и Дэвисова пролива. Границы распространенія пака, а также ледяныхъ горъ, нанесены на карты. Замѣтимъ только, что эти границы претерпѣваютъ, изъ года въ годъ, значительныя колебанія. Нѣкоторые ученые связываютъ эти перемѣщенія съ климатическими колебаніями умѣреннаго пояса. Но связь эта до настоящаго времени точно не установлена.

Черное море и краткое обозрѣніе его физическихъ свойствъ. Черное море съ Азовскимъ занимаютъ, по вычисленіямъ Крюммеля, площадь въ 381.500 *кв км*. Глубоководныя экспедиціи 1890 и 1891 гг. показали, что, въ общемъ, водоемъ Чернаго моря имѣетъ видъ котловины, узкой въ юго-западной части и расширенной на сѣверо-востокѣ; ось наибольшей впадины направлена отъ *SW* къ *NE* и совпадаетъ съ осью главной системы горныхъ складокъ въ Крыму. Спускъ въ эту котловину, начиная со 100-саж. глубины, идетъ круто. Напр., паденіе у Анатолійскаго берега даетъ уголъ 4° 8′, противъ Алупки—5° 50′. Между Требизондомъ и Батумомъ (у г. Ризо) 100-саженная линія расположена у самаго берега, а въ 4 миляхъ отъ него—800 саж., что даетъ для угла ската около 10^0. Наибольшая крутизна имѣетъ мѣсто на глубинѣ отъ 100 до 700 с.; далѣе—дно понижается медленно. Азовское море совершенно мелководно; наибольшая глубина не превышаетъ 8 саженъ. Наибольшая глубина Чернаго моря равна 1052 саж.

Черноморская впадина выполнена водой, уровень которой находится на высотѣ, близкой къ уровню другихъ морей и океановъ, омы-

вающихъ берега Европы. Уровень Чернаго моря у Одессы ниже уровня Балтійскаго моря у Кронштадта на 0.13 *м*.

Посредствомъ проливовъ воды Чернаго моря находятся въ постоянномъ обмѣнѣ съ водами Средиземнаго моря. Менѣе соленыя и менѣе плотныя воды Чернаго моря направляются по поверхности въ Средиземное море, образуя верхнее теченіе; внизу же существуетъ обратное контръ-теченіе болѣе соленыхъ и болѣе плотныхъ водъ Средиземнаго моря. Эта двойная циркуляція водъ непосредственно доказана наблюденіями адмирала Макарова.

Прибрежный уровень водъ Чернаго моря не остается безъ измѣненія. Онъ постоянно колеблется, то повышаясь, то понижаясь. Если внимательно изучать эти колебанія по футштокамъ, то замѣтимъ, что, въ среднемъ, уровень стоитъ выше въ лѣтніе мѣсяцы и понижается въ зимніе, и это справедливо для всего русскаго побережья Чернаго моря. Во-вторыхъ, средній *годовой* уровень береговой полосы Чернаго моря не остается постояннымъ; отъ одного года къ другому онъ претерпѣваетъ небольшія колебанія; колебанія эти во всѣхъ пунктахъ Черноморскаго побережья, такъ сказать, созвучны между собою, и кривыя, выражающія эти колебанія, параллельны. Созвучіе колебаній замѣтно даже на столь отдаленныхъ другъ отъ друга станціяхъ, какъ Одесса, Ялта и Поти.

Детальное изученіе многолѣтнихъ наблюденій приводитъ къ тому заключенію, что колебанія берегового уровня обусловливаются, главнымъ образомъ, распредѣленіемъ давленія и господствующими вѣтрами. Береговой уровень уподобляется барометру, отражающему своими колебаніями измѣненія, происходящія въ давленіи воздуха. Давленіе, возрастающее отъ сѣвера къ югу, очевидно, будетъ способствовать повышенію уровня у сѣверныхъ береговъ; обратное распредѣленіе давленія вызоветъ пониженіе уровня у нашихъ береговъ. Воздушныя теченія, въ свою очередь, могутъ нагонять воду къ берегу или уносить ее въ открытое море. Сочетаніемъ этихъ двухъ факторовъ можно объяснить всѣ детали въ колебаніяхъ берегового уровня водъ Чернаго моря. Быстрая смѣна вѣтра, въ связи съ быстрымъ измѣненіемъ давленія, могутъ отразиться значительнымъ колебаніемъ уровня. Доказательствомъ могутъ служить колебанія уровня во время прохожденія циклона, сопровождающагося, вообще, подобной смѣной метеорологическихъ факторовъ.

Температура *поверхностныхъ* водъ измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ, въ зависимости отъ атмосферныхъ условій. Въ зимніе мѣсяцы она понижается посреди открытаго моря до 5^0—6^0, а у береговъ до 0^0; въ лѣтніе же мѣсяцы поверхностныя воды у береговъ достигаютъ 24^0—25^0, а въ открытомъ морѣ до 22^0.

Отъ поверхности вглубь температура въ лѣтніе мѣсяцы, вообще, понижается. Тамъ, гдѣ дно мельче 30 саж., пониженіе идетъ до самаго дна; въ остальныхъ мѣстахъ пониженіе наблюдается только до глубины 30—35 саж., гдѣ, въ среднемъ, достигаетъ около 7°. Ниже 30—35-саженнаго слоя температура повышается и, достигнувъ 9° (на глубинѣ около 200 саж.), остается почти постоянной до самаго дна.

Годовыя перемѣны температуры, повидимому, не проникаютъ глубже 100 саженъ.

Въ Азовскомъ морѣ весь слой отъ поверхности до дна въ лѣтніе мѣсяцы мало разнится по температурѣ и солености.

Прибрежнымъ жителямъ хорошо извѣстны тѣ рѣзкія колебанія, которымъ подвергается температура въ береговой полосѣ. Нерѣдки случаи, когда, въ лѣтніе мѣсяцы, температура въ береговой полосѣ понижается на 9° и 10° въ сутки.

Повидимому, существуетъ нѣсколько причинъ, которыми обусловливаются быстрыя пониженія температуры у нашихъ береговъ, а именно:

1) сильные юго-западные и южные вѣтры, производящіе значительное волненіе и перемѣшивающіе верхніе, болѣе теплые, и нижніе, болѣе холодные, слои, должны сильно понижать температуру водъ; степень пониженія зависитъ отъ глубины дна, прилегающаго къ береговой полосѣ.

2) Еще болѣе значительное пониженіе возможно при вѣтрахъ между сѣверомъ и западомъ, перпендикулярныхъ къ общей линіи берега. Сѣверо-западные вѣтры сдуваютъ, такъ сказать, верхнюю нагрѣтую пленку воды и уносятъ ее въ открытое море, а взамѣнъ ея выступаетъ холодная вода глубинъ.

3) Третье обстоятельство, понижающее температуру, заключается въ направленіи установившагося теченія. Нужно замѣтить, что въ водѣ очень быстро устанавливается теченіе, совпадающее по направленію съ преобладающимъ направленіемъ вѣтра; если подобное теченіе захватываетъ значительное пространство, то съ лѣвой стороны его (ставъ лицомъ по направленію теченія) выступаетъ болѣе холодная вода; съ правой стороны слой воды, имѣющій извѣстную температуру, лежитъ гораздо глубже, чѣмъ съ лѣвой; справедливость этого можно видѣть, въ большомъ видѣ, въ Гольфштремѣ; именно, въ нижнихъ частяхъ Гольфштрема изотерма 10° съ лѣвой стороны лежитъ на глубинѣ 240 *м*, а съ правой на глубинѣ 416 *м*. То же явленіе можно видѣть въ теченіяхъ, которыя получаютъ импульсы отъ вѣтровъ; напримѣръ, въ южной части Балтійскаго моря температура въ теченіе 24 часовъ, при восточномъ вѣтрѣ, падаетъ отъ 19° до 6°; въ разстояніи же 36 миль отъ берега въ то же время встрѣчаемъ на поверхности 18°, а изотерма 6° скрывается на 70 *м*.

Условіями, наиболѣе благопріятными для повышенія температуры, можно считать высокое стояніе барометра и слабые или умѣренные восточные и юго-восточные вѣтры, нагоняющіе къ берегу теплую поверхностную воду. Подобныя условія имѣютъ мѣсто тогда, когда надъ Чернымъ моремъ господствуетъ обширная область высокаго давленія.

По анализамъ проф. Коновалова, содержаніе солей въ пробахъ, взятыхъ въ 1890 году въ открытомъ морѣ, было слѣдующее:

глубины	50	100	240	515	900	1100 саж.
по анализу	1.8308	2.0594	2.2117	2.2198	2.1740	2.2231%

Особенность Чернаго моря, изслѣдованная экспедиціями 1890—1891 годовъ, заключается въ зараженіи водъ сѣроводородомъ. Зона зараженія начинается между 100 и 125 саж. Со 100-саженной глубины начинается также быстрое убываніе животной жизни. Количество сѣроводорода съ глубиною возрастаетъ, хотя не вездѣ равномѣрно. Максимальное количество, найденное на глубинѣ 1159 саженъ, равно 0.0005078 грамма или 6.55 *кб см* газа въ литрѣ воды при температурѣ 10.5°.

X.

Тепловое состояніе нижнихъ слоевъ земной атмосферы.

Связь между температурой земной поверхности и температурой нижнихъ слоевъ земной атмосферы. Между температурой твердой оболочки земли, съ одной стороны, и температурой воздуха, съ другой, существуетъ тѣсная связь. Эту связь можно видѣть изъ сравненія средней температуры воздуха и температуры земной поверхности какъ въ суточномъ, такъ и годовомъ ходѣ. Сопоставляя, напримѣръ, суточный ходъ температуры почвы и воздуха въ Тифлисѣ и Одессѣ, находимъ, что въ ночные часы температура почвы ниже температуры воздуха или близка къ ней. Въ *дневные* часы температура почвы, во всѣ мѣсяцы года, значительно выше температуры воздуха (особенно лѣтомъ). Минимумы температуры, какъ на поверхности почвы, такъ и въ воздухѣ, наступаютъ одновременно. Максимумъ же въ воздухѣ запаздываетъ на 2—3 часа. Разность между температурой почвы и воздуха въ теплыхъ климатахъ можетъ быть весьма велика (въ Одессѣ до 35°—40°). Въ лѣсу и при растительномъ покровѣ эта разница меньше. Еще меньше разность между температурой *водной* поверхности и воздуха; такъ, въ экваторіальной части Атлантическаго океана (0°—10° с. ш.) разница между температурой воды и температурой воздуха слѣдующая:

полночь . .	0.83°	8 час. . .	0.54°	4 час. . .	0.34°
2 час. . . .	1.01	10 » . .	0.29	6 » . .	0.55
4 » . . .	0.98	полдень . .	0.11	8 » . .	0.76
6 » . . .	0.87	2 час. . .	0.14	10 » . .	0.75

Поверхность воды, какъ видно, въ теченіе сутокъ теплѣе, чѣмъ воздухъ. Максимумъ на поверхности воды — въ 2 часа, а въ воздухѣ — въ 12 — 2 пополудни. Амплитуда колебаній въ водѣ 0.7°, а въ воздухѣ 1.5°. Изучая суточный ходъ температуры воды и воздуха въ Атлантическомъ океанѣ, подъ 30° с. ш., Ганнъ приходитъ къ тому заключенію, что температура воздуха почти не зависитъ отъ температуры воды; ночью воздухъ можетъ вовсе не отдавать тепла водѣ; въ полдень разница также невелика. Суточный ходъ температуры воздуха надъ океаномъ обусловливается, главнымъ образомъ, прямымъ поглощеніемъ солнечной радіаціи и лучеиспусканіемъ къ небесному своду; вслѣдствіе этого, колебанія должны быть весьма невелики. По изслѣдованіямъ Рыкачева, амплитуда суточнаго хода воздуха надъ тропическими океанами не превышаетъ 1.6°, и максимумъ наступаетъ въ 12½ часовъ пополудни. Какъ между тропиками, такъ и внѣ максимумъ въ воздухѣ наступаетъ на 1 — 1½ часа раньше максимума въ водѣ.

Подобное же соотношеніе между температурой поверхности почвы и температурой воздуха существуетъ и въ *годовомъ* ходѣ.

Въ высшихъ широтахъ поверхность почвы покрыта снѣгомъ, который сильно охлаждается вслѣдствіе лучеиспусканія и дѣйствуетъ охлаждающимъ образомъ на нижніе слои воздуха. Въ болѣе низкихъ широтахъ во всѣ мѣсяцы года температура почвы выше, особенно въ лѣтніе мѣсяцы. На основаніи наблюденій, можно установить слѣдующія положенія: 1) сухая почва производитъ сильнѣйшее дѣйствіе на температуру нижнихъ слоевъ воздуха въ суточномъ ходѣ и болѣе слабое — въ годовомъ періодѣ; 2) жидкая поверхность земли, въ *суточномъ* періодѣ, имѣетъ слабое вліяніе; но весьма значительно ея дѣйствіе въ *годовомъ* ходѣ, въ періодъ паденія температуры.

Тепловое воздѣйствіе земной поверхности на выше лежащіе слои атмосферы. При разсмотрѣніи этого вопроса будемъ различать два состоянія почвы: состояніе охлажденія и состояніе нагрѣванія. Состояніе *охлажденія почвы*, въ ночные часы и въ зимніе мѣсяцы, передается по вертикальному направленію вверхъ путемъ теплопроводности и путемъ лучеиспусканія слоевъ воздуха къ охлажденной почвѣ и къ междупланетному пространству, особенно лучеиспусканіемъ къ почвѣ. Охлажденіе путемъ теплопроводности происходитъ медленно, а поэтому дѣйствіе это можетъ ограничиться слоемъ воздуха весьма малой мощности. Слѣдовательно, *холодная* поверхность земли дѣйствуетъ, главнымъ обра-

зомъ, вызывая лучеиспусканіе къ почвѣ. Но оба эти фактора — теплопроводность и лучеиспусканіе — должны, очевидно, вызывать одно и то же слѣдствіе: температура съ высотою должна *повышаться*.

Разсмотримъ затѣмъ состояніе *нагрѣванія* почвы при дневной инсоляціи въ лѣтнее время. Нижніе слои воздуха нагрѣваются прикосновеніемъ къ почвѣ, т. е. путемъ теплопроводности, а также, въ болѣе слабой степени, лучеиспусканіемъ почвы, вслѣдствіе чего восходятъ вверхъ; болѣе холодные падаютъ внизъ, нагрѣваются и, въ свою очередь, начинаютъ подыматься. Восходящія теченія, въ широкомъ смыслѣ этого слова, образуются тогда, когда въ атмосферѣ нарушается то распредѣленіе температуры по вертикальному направленію, которое требуется для сохраненія равновѣсія. Процессъ этотъ происходитъ въ формѣ восходящихъ струекъ нагрѣтаго воздуха, при помощи которыхъ нагрѣваніе почвы передается вверхъ. Взамѣнъ поднявшихся нагрѣтыхъ нитей, болѣе холодныя частицы воздуха падаютъ внизъ. Поднимающіяся частицы не отдаютъ всего своего тепла въ верхніе слои; часть своего тепла онѣ теряютъ вслѣдствіе *смѣшенія* съ падающими, болѣе холодными, нитями; частью же испытываютъ *динамическое* охлажденіе (см. стр. 44). Высота, до которой поднимаются восходящіе токи, зависитъ отъ первоначальнаго избытка температуры надъ температурой окружающаго воздуха, а также отъ закона, по которому убываетъ температура въ слояхъ воздуха. Напримѣръ, если воздухъ, поднявшись до высоты 1000 *м*, охладится до 10°, а температура окружающаго воздуха на этой высотѣ окажется нѣсколько ниже 10°, то восхожденіе будетъ продолжаться. Такимъ образомъ, дневное нагрѣваніе въ лѣтніе мѣсяцы распространяется, при тихой погодѣ, медленно вверхъ. Вообще же нагрѣванія передаются отъ поверхности почвы гораздо выше, чѣмъ ночныя и зимнія охлажденія. Конечно, ходъ явленія осложняется воздушными теченіями, которыя переносятъ вдоль земной поверхности массы теплаго и холоднаго воздуха и способствуютъ ихъ перемѣшиванію. Такой же, въ общемъ, характеръ имѣетъ передача годовыхъ колебаній.

На основаніи этихъ соображеній, естественно, приходимъ къ слѣдующимъ выводамъ: 1) суточныя и годовыя колебанія должны передаваться вверхъ; 2) наступленіе суточнаго максимума съ высотою должно запаздывать; 3) амплитуды суточныхъ колебаній съ высотою должны убывать, сначала быстро, выше медленнѣе; 4) температура въ зимніе мѣсяцы и въ ночные часы лѣтомъ съ высотою должна, до нѣкотораго предѣла, возрастать; 5) вертикальное убываніе температуры въ дневные часы теплаго времени года должно происходить быстрѣе, чѣмъ зимою.

Во время зондированій атмосферы при помощи змѣевъ и шаровъ найдено, что суточное колебаніе уже на высотѣ 1000 *м* надъ земной поверхностью крайне незначительно, и наступленіе максимума запаздываетъ.

Повышеніе температуры до высоты 300 *м* доказываетъ, что ночное охлажденіе нижнихъ слоевъ воздуха происходитъ, по преимуществу, вслѣдствіе лучеиспусканія къ почвѣ, а не къ междупланетному пространству. Зимою, въ среднихъ и высшихъ широтахъ, это повышеніе температуры съ высотою поддерживается цѣлые дни и недѣли; оно сопутствуетъ обыкновенно высокому стоянію барометра (антициклоны), благодаря тихой погодѣ. Снѣговой покровъ, сильно охлаждающійся, благопріятствуетъ этому состоянію.

Годовыя нагрѣванія и охлажденія, въ среднихъ и высшихъ широтахъ, достигаютъ очень большихъ высотъ, вѣроятно, путемъ конвективныхъ токовъ. Въ тропическихъ странахъ, гдѣ годовыя колебанія на поверхности земли невелики, высокіе слои атмосферы имѣютъ, по всей вѣроятности, постоянную температуру. Уменьшеніе амплитуды и запаздываніе въ наступленіи момента поворота замѣтны даже на Эйфелевой башнѣ. На высотѣ 300 *м* годовая амплитуда меньше, чѣмъ внизу, на 1°. Наивысшая температура наступаетъ внизу 24 іюля, а на высотѣ 300 *м* — 1 августа; запозданіе — 8 дней. Въ одной изъ слѣдующихъ главъ мы увидимъ, что на высотахъ, лежащихъ между 8000 и 11000 *м*, происходятъ еще весьма значительныя колебанія температуры.

Обозрѣвая все выше изложенное, приходимъ къ тому заключенію, что измѣненія въ тепловомъ состояніи нижнихъ слоевъ атмосферы обусловливаются измѣненіями теплового состоянія земной поверхности и, только частью, непосредственнымъ поглощеніемъ солнечной радіаціи и лучеиспусканіемъ, по преимуществу, къ почвѣ. Очевидно, поэтому, что въ тепловомъ состояніи нижнихъ слоевъ атмосферы должны отражаться всѣ тѣ измѣненія, которыя претерпѣваетъ эта поверхность; другими словами, въ измѣненіяхъ теплового состоянія нижнихъ слоевъ атмосферы должны существовать суточные и годовые періоды, а также извѣстное географическое распредѣленіе вдоль земной поверхности. Изъ выше изложеннаго видно, что изучить аналитически всѣ эти измѣненія не представляется возможнымъ, вслѣдствіе крайней сложности явленія и многочисленности дѣйствующихъ и приходящихъ факторовъ. Остается, слѣдовательно, только эмпирическій путь — путь наблюденій: нужно непосредственно наблюдать тепловое состояніе воздуха и, путемъ разработки наблюденій, найти законы его распредѣленія какъ во времени, такъ и въ пространствѣ.

Методы опредѣленія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Для измѣренія температуры воздуха служатъ различныя видоизмѣненія термометра. Наблюденія надъ температурой, произведенныя въ различныхъ мѣстахъ и въ разное время, должны быть сравнимы между собой; во-вторыхъ, они должны быть произведены приборами точными и обладающими извѣстной степенью чувстви-

тельности; въ третьихъ, наблюденія эти должны выражать, возможно ближе, *истинную* температуру воздуха. Всѣ эти требованія можно считать выполненными, если наблюденія на метеорологическихъ станціяхъ удовлетворяютъ слѣдующимъ условіямъ: 1) термометры, на различныхъ станціяхъ, установлены на одной и той же высотѣ надъ поверхностью земли; въ Россіи принято наблюдать температуру на высотѣ 3 *м*; 2) термометры предварительно изслѣдованы и сравнены съ нормальнымъ приборомъ; въ настоящее время принято шкалы термометровъ сравнивать съ показаніями водороднаго термометра; каждый термометръ, служащій для наблюденія, долженъ быть снабженъ соотвѣтствующей таблицей поправокъ; 3) термометры, служащіе для измѣренія температуры воздуха, защищены отъ непосредственнаго дѣйствія солнечной инсоляціи, нагрѣвающаго или охлаждающаго дѣйствія почвы и сосѣднихъ предметовъ, отъ дождя, снѣга и другихъ гидрометеоровъ; въ то же время, совершенно свободный доступъ имѣетъ къ нимъ воздухъ изъ слоевъ, лежащихъ на одномъ уровнѣ съ воспринимающей частью прибора (резервуаромъ термометра); послѣднее (третье) условіе будетъ удовлетворено, если приборы установлены въ особыхъ защитахъ. Смотря по степени точности, съ которой производятся наблюденія, приняты различныя системы защитъ. Въ Россіи примѣняется защита Вильда. Защита эта состоитъ изъ деревянной будки, открытой снизу и съ сѣверной стороны; въ этой будкѣ установлена цинковая цилиндрическая клѣтка съ приборами. Деревянная будка Вильда устанавливается вдали отъ зданій и обращена, своей открытой стороной, къ сѣверу.

Впрочемъ, въ послѣднее время, всѣ эти установки начинаетъ вытѣснять *аспираціонный приборъ* Ассманна, устройство котораго легко понять изъ прилагаемаго чертежа (рис. 49, стр. 145). Въ этомъ приборѣ термометры (сухой и влажный) помѣщаются въ особой гильзѣ; при помощи вентилятора, приводимаго въ движеніе пружиной, всасывается наружный воздухъ, который проходитъ мимо резервуаровъ термометровъ. Аспираціонный термометръ долженъ быть установленъ, во время наблюденія, въ горизонтальномъ положеніи, дабы всасываемый воздухъ поступалъ изъ того же уровня, на которомъ находится шарикъ прибора. Измѣренія, произведенныя при помощи прибора Ассманна, можно считать нормальными.

Во время экспедицій и путешествій употребляютъ такъ называемый *термометръ-пращъ*. На длинной нити термометръ вращаютъ около руки въ горизонтальной плоскости на подобіе праща. При этомъ, шарикъ термометра приходитъ въ соприкосновеніе съ большой массой воздуха и довольно быстро принимаетъ его температуру. Профессоръ Срезневскій придалъ термометру-пращу весьма удобное и портативное устройство.

При помощи термометровъ, установленныхъ описаннымъ способомъ, производятся непосредственныя наблюденія ежечасно или чрезъ

извѣстные промежутки времени. Естественнымъ дополненіемъ къ этимъ наблюденіямъ являются еще наблюденія помощью особыхъ приборовъ, отмѣчающихъ *крайнія* показанія температуры въ теченіе сутокъ. Это, такъ называемые, максимумъ- и минимумъ-термометры, которые устанавливаются въ упомянутой выше нормальной будкѣ Вильда: ртутный максимумъ-и спиртовой минимумъ-термометры, металлическій термографъ Вильда и термографъ Сикса (см. Инструкцію Гл. Физ. Обс.).

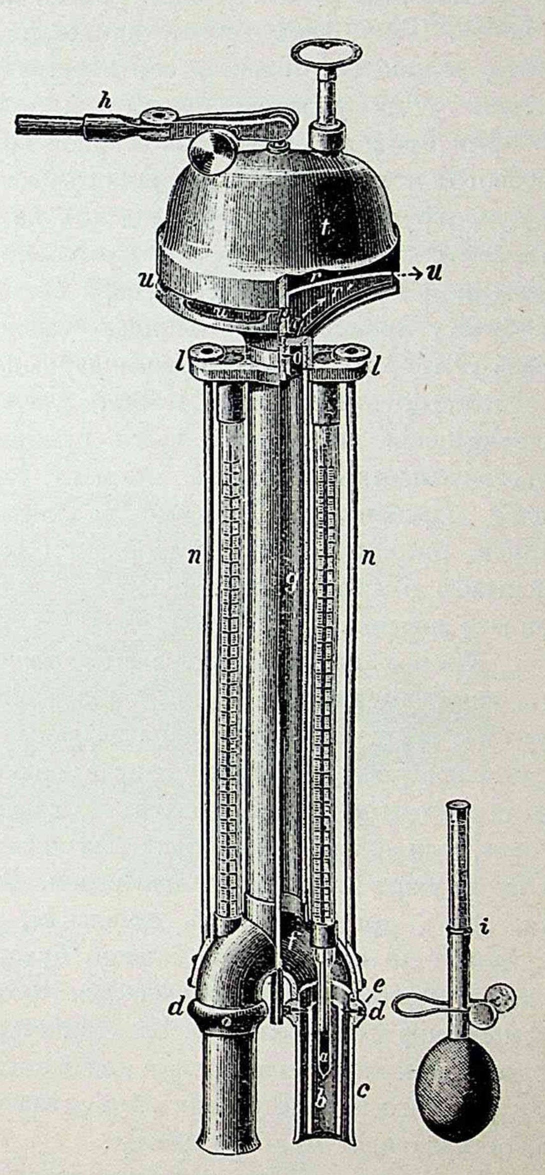


Рис. 49.

Самопишущіе приборы и ихъ разработка. Но наблюденія, произведенныя въ извѣстные часы дня, хотя бы даже дополненныя отмѣтками максимумъ- и минимумъ-термометровъ, не даютъ еще представленія о *непрерывныхъ* измѣненіяхъ температуры. Въ виду этого на метеорологическихъ обсерваторіяхъ получили большое распространеніе *самопишущіе* или *регистрирующіе* приборы, которые, непрерывно или черезъ извѣстные, возможно короткіе, промежутки времени, автоматически записываютъ свои показанія на движущейся лентѣ. Въ настоящее время существуетъ огромное разнообразіе самопишущихъ приборовъ для регистрированія различныхъ метеорологическихъ факторовъ. Идея приборовъ этого рода заключается въ томъ, что *подвижная* часть инструмента (индексъ), измѣняющая свое положеніе въ пространствѣ въ зависимости отъ измѣненія соотвѣтствующаго метеорологическаго фактора (температуры, давленія, направленія и силы вѣтра, количества осадковъ и т. п.), пишетъ или ставитъ значки на лентѣ, движущейся, съ извѣстной скоростью, равномѣрно. Если пока-

занія прибора не измѣняются, индексъ остается неподвижнымъ и чертитъ прямую линію на движущейся бумагѣ. Если же показанія прибора измѣняются, индексъ перемѣщается и оставляетъ на движущейся бумагѣ криволинейный слѣдъ. Кривая своими изгибами обнаружитъ измѣненія прибора. Такъ какъ бумага движется равномѣрно, то на ней можно найти положеніе индекса, соотвѣтствующее всякому данному моменту времени. Для удобства бумага обыкновенно навернута на цилиндръ, который приводится въ равномѣрное вращательное движеніе помощью часового механизма. Это приборъ *механически-регистрирующій*. Въ другой группѣ приборовъ индексъ не прикасается къ бумагѣ, а прижимается къ ней только черезъ равные, возможно короткіе, промежутки времени и на движущейся бумагѣ оставляетъ рядъ точекъ. Нажиманіе на бумагу происходитъ помощью часовъ, замыкающихъ электрическій токъ. Это — *электрически-регистрирующіе* приборы (термографъ Вильда-Гасслера, актинографъ Крова, электрографъ Бендорфа и другіе). Перемѣщенія подвижной части прибора можно увеличить системой чувствительныхъ рычаговъ. Можно также увеличить скорость вращенія барабана, на который наложена лента, и такимъ образомъ записи самопишущихъ приборовъ получаются въ болѣе широкомъ масштабѣ и даютъ возможность изучать мельчайшія детали въ ходѣ даннаго явленія.

Третью группу составляютъ *фотографически-пишущіе* приборы. Въ нихъ подвижная часть прибора снабжается легкимъ зеркальцемъ. Пучекъ свѣта направляется на зеркальце и, отражаясь, падаетъ на перемѣщающуюся по прямому направленію свѣточувствительную бумажную ленту; на этой лентѣ, послѣ проявленія, получится прямолинейный слѣдъ, если показанія прибора оставались неизмѣнными, и криволинейный, если приборъ испытывалъ измѣненія. Въ фотографически-пишущихъ приборахъ кривыя будутъ детальнѣе, если увеличить разстояніе отъ зеркальца до свѣточувствительной бумаги, воспринимающей записи. Въ такомъ именно видѣ примѣняется фотографическій методъ къ регистрированію магнитныхъ и электрическихъ явленій. Но этимъ же методомъ можно воспользоваться для записи колебаній ртутнаго термометра или ртутнаго барометра, какъ это сдѣлано въ приборахъ, установленныхъ въ обсерваторіи Кью въ Англіи.

Въ частности, для регистрированія температуры огромное распространеніе получили, въ послѣднее время, термографы Ришара (рис. 50). Часть прибора, воспринимающая измѣненія температуры, представляетъ изогнутую тонкостѣнную латунную трубку, наполненную спиртомъ. Верхній конецъ ея закрѣпленъ неподвижно, а нижній, при измѣненіяхъ температуры, измѣняетъ свое положеніе въ пространствѣ; перемѣщенія этого конца трубки, посредствомъ системы рычаговъ, пе-

редаются перу, которое пишетъ кривую на вращающемся барабанѣ, покрытомъ соотвѣтствующей бумажной лентой.

Записи самопишущихъ приборовъ должны быть разработаны. А для этого нужно сдѣлать рядъ подготовительныхъ работъ, которыя давали бы возможность тотчасъ же перевести графическія показанія приборовъ въ абсолютныя единицы (градусы, миллиметры и т. п.). Приборъ, записывающій температуру, чертитъ кривую, соотвѣтствующую измѣненіямъ подвижной части инструмента. Очевидно, что ординаты различныхъ точекъ этой кривой и выражаютъ температуры въ соотвѣтствующіе моменты. Нужно найти формулы для перевода этихъ ординатъ въ градусы. Эти ординаты отсчитываютъ отъ нѣкоторой постоянной прямой линіи (оси абсциссъ). Въ термографѣ Ришара на бумажной лентѣ намѣченъ рядъ продольныхъ линій, соотвѣтствующихъ различнымъ температурамъ; рядъ поперечныхъ линій выражаетъ двухчасовые промежутки. На снятой съ барабана лентѣ (рис. 51, стр. 148) можно

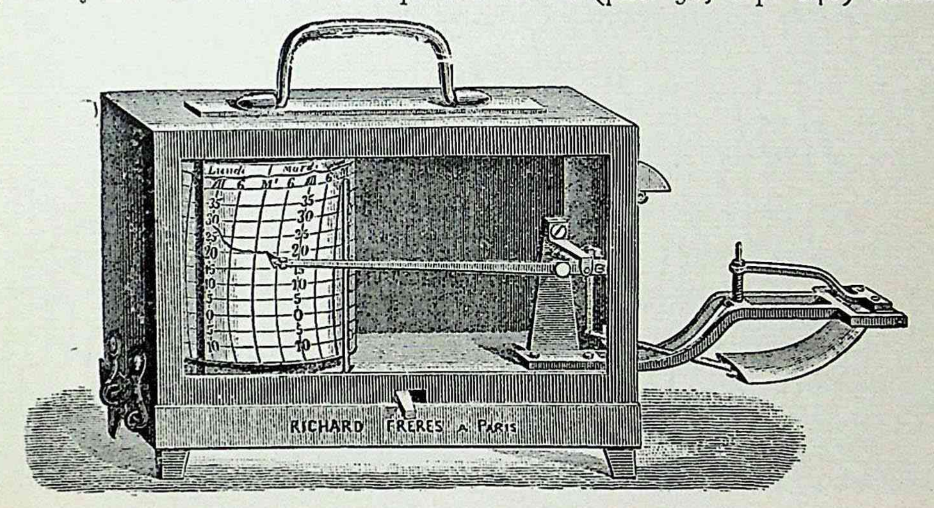


Рис. 50.

непосредственно, для *даннаго* времени, отсчитать соотвѣтствующую температуру; напримѣръ, изъ приложенной ленты видно, что 7 февраля температура была слѣдующая:

въ 6 час. утра	. . . . .	—3.0°
» 8 » »	. . . . .	—1.5
» 10 » »	. . . . .	+1.0.

Если бы самопишущій приборъ былъ вполнѣ совершененъ и измѣненіями подвижной своей части вполнѣ соотвѣтствовалъ измѣненіямъ температуры, то, разъ установленный, онъ давалъ бы *непосредственно* дѣйствительныя температуры. Но крайне трудно урегулировать показанія самопишущаго прибора съ дѣйствительнымъ ходомъ измѣ-

ряемаго фактора; кромѣ того, всякій инструментъ можетъ измѣнять свои показанія съ теченіемъ времени, отъ дѣйствія давленія, температуры, влажности, отъ измѣненій упругости составляющихъ его частей. Ясно, поэтому, что для того, чтобы изъ записей термографа получить истинныя показанія нормальныхъ приборовъ, нужно вывести формулы, служащія для перевода снятыхъ съ ленты показаній въ нормальныя. Этотъ процессъ называется *разработкой* записей самопишущихъ приборовъ. Для исполненія этой работы необходимо рядомъ съ самопишущимъ приборомъ установить, въ тѣхъ же условіяхъ, нормальный термометръ, на которомъ въ извѣстные часы производились бы непосредственные отсчеты. Изъ сопоставленія этихъ непосредственныхъ отсчетовъ съ показаніями термографа въ тѣ же моменты и можно

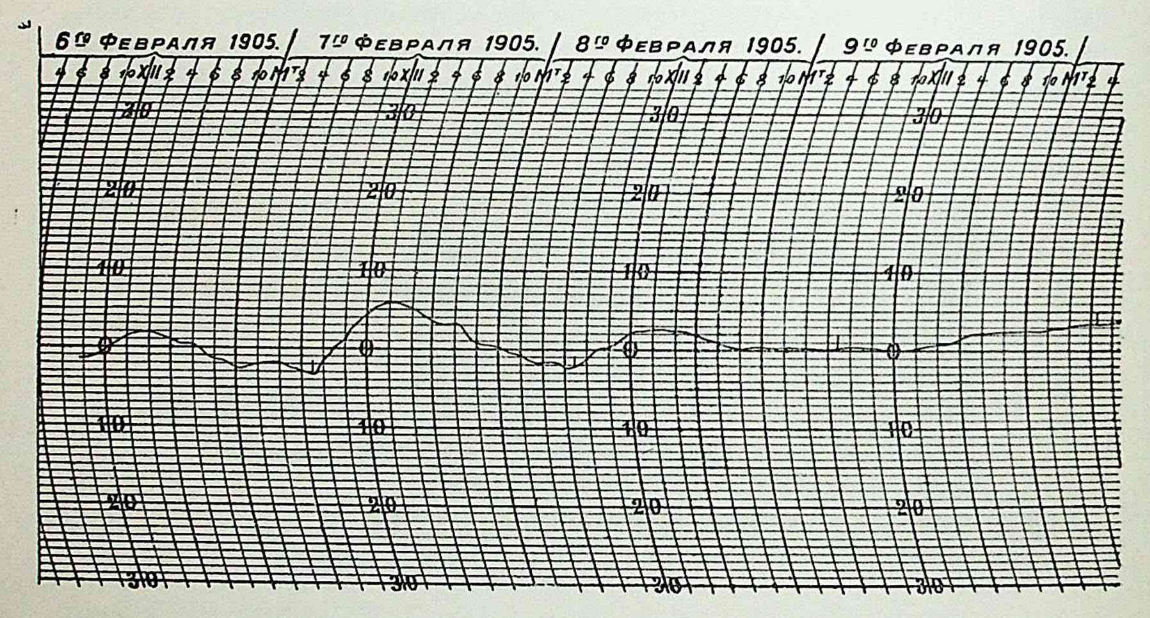


Рис. 51.

найти необходимыя поправки или составить переводныя формулы. Пусть непосредственныя наблюденія производятся въ 8 час. утра, въ 2 часа дня и въ 10 час. вечера:

	11 апрѣля			12 апрѣля		
	8	2	10	8	2	10
термометръ нормальный .	12.6°	21.3°	13.6°	10.2°	19.7°	11.6°
термографъ Ришара . .	11.7	21.0	13.0	9.2	19.3	10.8
разность	+0.9	+0.3	+0.6	+1.0	+0.4	+0.8.

Числа послѣдней строки даютъ поправки термографа въ часы наблюденій. Придавая эти поправки съ соотвѣтствующими знаками, мы, тѣмъ самымъ, обратимъ показанія термографа въ показанія нормальныхъ при-

боровъ. Кстати замѣтимъ, что ходъ этихъ поправокъ можетъ служить критеріумомъ доброкачественности прибора. Въ хорошихъ приборахъ поправки, при своихъ измѣненіяхъ, обнаруживаютъ извѣстную законность, безъ рѣзкихъ скачковъ и быстрыхъ измѣненій величины и знака. Остается теперь вычислить поправки для всѣхъ часовъ, лежащихъ въ промежуткѣ между непосредственными наблюденіями. Для примѣра, найдемъ поправки для 9, 10, 11 и 12 часовъ. Нахожденіе этихъ поправокъ основано на томъ допущеніи, что въ промежуткѣ между 8 час. утра и 2 часами дня поправка измѣнялась равномѣрно. Но до 2 час. дня поправка уменьшилась отъ $+0.9^0$ до $+0.3^0$, т. е. на 0.6^0; *часовое* ея измѣненіе можно принять равнымъ $\frac{0.6^0}{6}=0.1^0$. На этомъ основаніи поправки будутъ имѣть слѣдующія значенія:

часы	8	9	10	11	12	1	2
поправки . .	+0.9	+0.8	+0.7	+0.6	+0.5	+0.4	+0.3°

Если термографъ въ эти часы показалъ:

часы	8	9	10	11	12	1	2
показаніе термографа . .	11.7	12.4	13.1	16.8	18.4	19.7	21.0°,

то исправленныя температуры выразятся слѣдующимъ образомъ:

часы	8	9	10	11	12	1	2
исправл. температуры . .	12.6	13.2	13.8	17.4	18.9	20.1	21.3°.

Но существуетъ и другой, болѣе общій, пріемъ. Пусть T—показаніе нормальнаго ртутнаго термометра, R—запись (длина ординаты или число градусовъ) термографа, a и b—постоянные коэффиціенты. Зависимость между T и R можно выразить эмпирической формулой:

$$T = a + bR. \qquad (76)$$

Остается только вычислить a и b изъ наблюденій. Положимъ, что непосредственныя наблюденія, произведенныя черезъ извѣстные промежутки времени, будутъ $T_1, T_2, T_3, \ldots, T_n$, а показанія термографа для тѣхъ же моментовъ—$R_1, R_2, R_3, \ldots R_n$. Очевидно, что каждая пара наблюденій должна удовлетворять уравненію (76), а, слѣдовательно:

$$\left.\begin{aligned} T_1 &= a + bR_1 \\ T_2 &= a + bR_2 \\ T_3 &= a + bR_3 \\ &\cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ T_n &= a + bR_n. \end{aligned}\right\}$$

Получимъ столько уравненій съ двумя неизвѣстными, сколько сдѣлано наблюденій. Если число уравненій больше, чѣмъ число неизвѣстныхъ, то неизвѣстныя вычисляются по способу наименьшихъ квадратовъ. Отсылая читателя къ курсамъ теоріи вѣроятностей, ограничимся указаніемъ окончательнаго пріема вычисленія. Нужно каждое изъ уравненій умножить на коэффиціентъ, стоящій у перваго неизвѣстнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить; получимъ первое *нормальное* уравненіе съ неизвѣстными a и b. Затѣмъ каждое изъ уравненій умножимъ на коэффиціентъ, стоящій у втораго неизвѣстнаго и опять сложимъ; получимъ второе нормальное уравненіе съ тѣми же неизвѣстными a и b. А изъ двухъ уравненій съ двумя неизвѣстными легко вычислить коэффиціенты a и b. Зная же a и b въ формулѣ

$$T = a + bR,$$

мы, для всякой ординаты R, найдемъ соотвѣтствующее показаніе нормальнаго прибора.

Необходимо замѣтить, что, при разработкѣ записей самопишущихъ приборовъ, необходимо обращать особенное вниманіе на ходъ часовъ, приводящихъ въ движеніе бумажную ленту, регулировать ихъ возможно тщательнѣе и принимать въ расчетъ ихъ запаздываніе или ускореніе.

Принципъ непрерывности. Изъ изложеннаго видно, что самопишущіе приборы не освобождаютъ метеоролога отъ *непосредственныхъ* срочныхъ наблюденій. Можетъ, поэтому, явиться вопросъ: къ чему же служатъ самопишущіе приборы, если они не освобождаютъ наблюдателя отъ довольно утомительной, по своей срочности, работы непосредственныхъ наблюденій? Непосредственныя наблюденія производятся только въ опредѣленные часы; а, слѣдовательно, всѣ тѣ измѣненія, которыя происходятъ въ промежуткѣ между наблюденіями, совершенно ускользаютъ отъ вниманія и изученія. Но вѣдь жизнь природы представляется *непрерывной* смѣной явленій, тѣсно связанныхъ между собой и происходящихъ по извѣстнымъ законамъ. Законосообразность эту можно изучить, введя въ науку принципъ *непрерывности* наблюденій какъ въ пространствѣ, такъ и во времени. Принципъ непрерывности наблюденій *въ пространствѣ* можно установить, организуя возможно болѣе густую сѣть наблюдательныхъ станцій, настолько, чтобы явленіе, выходя изъ сферы наблюденій одного наблюдательнаго пункта, тотчасъ же входило въ сферу наблюденій слѣдующей станціи. Непрерывность наблюденій *во времени* достигается, именно, установкой въ наблюдательныхъ пунктахъ самопишущихъ приборовъ. Помощью самопишущихъ инструментовъ установлено, напримѣръ, что ходъ всѣхъ метеорологическихъ факторовъ совершается не плавно, а путемъ ряда мелкихъ движеній, или пульсацій. Самопишущіе приборы установили тѣсную связь между

магнитными бурями и земными токами, между пробужденіями дѣятельности на поверхности солнца и измѣненіями магнитныхъ силъ на землѣ. Регистрирующіе приборы показали, что подземные импульсы, получаемые земной корой во время землетрясеній, распространяются на тысячи миль. Такимъ образомъ, самопишущіе приборы представляютъ, въ настоящее время, необходимое и могущественное орудіе въ рукахъ ученаго.

Суточныя колебанія температуры. Изучая, при помощи непосредственныхъ наблюденій и самопишущихъ приборовъ, измѣненія температуры въ низшихъ слояхъ атмосферы, мы замѣчаемъ, прежде всего, суточные и годовые періоды. Суточный періодъ въ ходѣ температуры воздуха сходенъ съ суточнымъ періодомъ въ ходѣ температуры почвы. Температура воздуха около времени солнечнаго восхода проходитъ черезъ минимумъ; затѣмъ она постепенно повышается, спустя 2—3 часа послѣ полудня достигаетъ своего крайняго повышенія, а затѣмъ опять падаетъ до слѣдующаго утренняго минимума. Другими словами, она, въ теченіе сутокъ, совершаетъ одно полное колебаніе съ однимъ максимумомъ и однимъ минимумомъ. Въ отдѣльные дни правильность этихъ колебаній можетъ быть замаскирована массой второстепенныхъ факторовъ (облачность, осадки, воздушныя теченія и т. д.), но выступаетъ ярко въ ходѣ среднихъ чиселъ. При изученіи суточнаго хода нужно разсматривать отдѣльныя его детали, а именно: 1) общую форму кривой суточнаго хода и величину ея крайнихъ отклоненій (максимумъ и минимумъ); 2) разность между максимальной и минимальной суточной температурой, т. е. *амплитуду суточныхъ* колебаній, и ея зависимость отъ различныхъ факторовъ; 3) моменты наступленія этихъ крайнихъ температуръ и ихъ возможное перемѣщеніе. Въ Одессѣ, напримѣръ, въ январѣ минимумъ приходится въ 6 ч. утра, максимумъ въ 3 ч. дня; въ іюлѣ минимумъ падаетъ на 4 ч. утра (около времени солнечнаго восхода), максимумъ на 2—4 ч. дня. Въ общемъ, характеръ суточныхъ колебаній температуры воздуха аналогиченъ суточнымъ колебаніямъ температуры почвы, съ тою разницею, что максимумъ въ воздухѣ наступаетъ 2—3 часами позже, чѣмъ въ почвѣ. Суточный ходъ температуры воздуха въ другихъ пунктахъ земной поверхности отличается отъ выше приведеннаго величиною амплитуды и абсолютными значеніями максимума и минимума. Особенный интересъ представляетъ изученіе амплитудъ суточныхъ колебаній, такъ какъ онѣ служатъ характеристикой климата различныхъ мѣстностей. Можно сказать a priori, что всѣ тѣ обстоятельства, которыя способствуютъ увеличенію или уменьшенію интенсивности солнечной инсоляціи, съ одной, стороны, и измѣненію силы ночного лучеиспусканія, съ другой, должны отражаться на суточномъ ходѣ температуры. Въ частности, величина амплитуды суточныхъ колебаній имѣетъ слѣдующій ходъ:

1) Въ одномъ и томъ же мѣстѣ она зависитъ отъ времени года и отъ суточнаго хода облачности и осадковъ. Въ нашихъ широтахъ амплитуды вообще возрастаютъ отъ зимы къ лѣту, по мѣрѣ того, какъ увеличивается полуденная высота солнца надъ горизонтомъ; напримѣръ, въ Одессѣ амплитуда въ декабрѣ равна 2.0°, а въ августѣ достигаетъ 7.2°. При одной и той же высотѣ солнца, она весною больше, чѣмъ осенью, такъ какъ весною ночное лучеиспусканіе сильнѣе, чѣмъ осенью. Въ высокихъ широтахъ лѣтомъ, вслѣдствіе краткости ночи, амплитуда нѣсколько уменьшена.

2) Суточныя амплитуды надъ сушей увеличиваются по мѣрѣ уменьшенія широты, такъ какъ, вмѣстѣ съ тѣмъ, увеличивается полуденное стояніе солнца и длина ночи въ лѣтніе мѣсяцы. Наибольшихъ амплитудъ слѣдуетъ ожидать въ низшихъ широтахъ, гдѣ имѣютъ мѣсто наиболѣе сильныя ночныя лучеиспусканія (пустыни, высокія плоскогорія). Въ Нукусѣ амплитуда достигаетъ 12.1°. Въ полярныхъ странахъ во время лѣта суточныя колебанія должны быть весьма невелики, ибо солнце въ теченіе дня мало измѣняетъ свою высоту, а ночи или очень коротки, или ихъ вовсе нѣтъ. Во время полярной ночи правильныя колебанія совершенно прекращаются. Наиболѣе сильны колебанія весною.

3) Качество почвы имѣетъ огромное значеніе для величины амплитудъ. Надъ океанами суточная амплитуда не превышаетъ 1°—1.5°, между тѣмъ въ степяхъ Стараго и Новаго Свѣта она достигаетъ 14°—16° и даже 20° и болѣе.

4) Сильное вліяніе на величину суточной амплитуды должна имѣть, очевидно, влажность воздуха и степень облачности; съ увеличеніемъ влажности и облачности крайнія отклоненія температуры должны естественно умѣряться.

5) Воейковъ впервые указалъ на весьма важную и интересную связь, существующую между величиной амплитуды и топографическими условіями мѣстности: a) выпуклыя поверхности (горныя вершины) уменьшаютъ амплитуды и тѣмъ больше, чѣмъ круче выступаетъ выпуклость; b) вогнутыя формы (долины) увеличиваютъ амплитуды; c) нормальныя амплитуды имѣютъ мѣсто надъ ровной поверхностью. И дѣйствительно, на вершинѣ горы, выступающей круто вверхъ, воздухъ имѣетъ малую поверхность соприкосновенія съ почвой, отъ которой онъ днемъ получаетъ тепло, а ночью отдаетъ его. Въ долинѣ, особенно замкнутой, воздухъ нагрѣвается отъ соприкосновенія съ дномъ и боками долины и, при безвѣтріи, сильно застаивается; ночью охлаждается не только дно, но и склоны долины, и холодный воздухъ стекаетъ внизъ. Особенно большой амплитуды можно ожидать на высокихъ обширныхъ плоскогоріяхъ болѣе низкихъ широтъ, напримѣръ, въ Тибетѣ, гдѣ амплитуды суточныхъ колебаній достигаютъ 20.6°.

Моментъ наступленія наиболѣе низкой температуры воздуха вездѣ или совпадаетъ, или нѣсколько предшествуетъ восходу солнца. Максимумъ на сушѣ 1—3 часами позже полудня, а надъ океаномъ и на горныхъ вершинахъ спустя $^1/_2$ часа послѣ полудня. Въ ясные дни максимумъ нѣсколько запаздываетъ. Нѣкоторыя явленія могутъ внести извѣстную модификацію. Такъ, на берегахъ, гдѣ еще до полудня начинаетъ дуть вѣтеръ съ моря, прерывается приливъ тепла, и максимумъ можетъ наступить до полудня. Подобное перемѣщеніе точки поворота суточной кривой можетъ быть вызвано накопленіемъ облаковъ и выпадающими дождями съ грозой, какъ это имѣетъ мѣсто въ тропическомъ поясѣ.

Годовой ходъ температуры. Изучить годовой періодъ — значитъ прослѣдить извѣстную законность въ послѣдовательномъ ходѣ средней суточной температуры въ теченіе года. Эту послѣдовательность можно

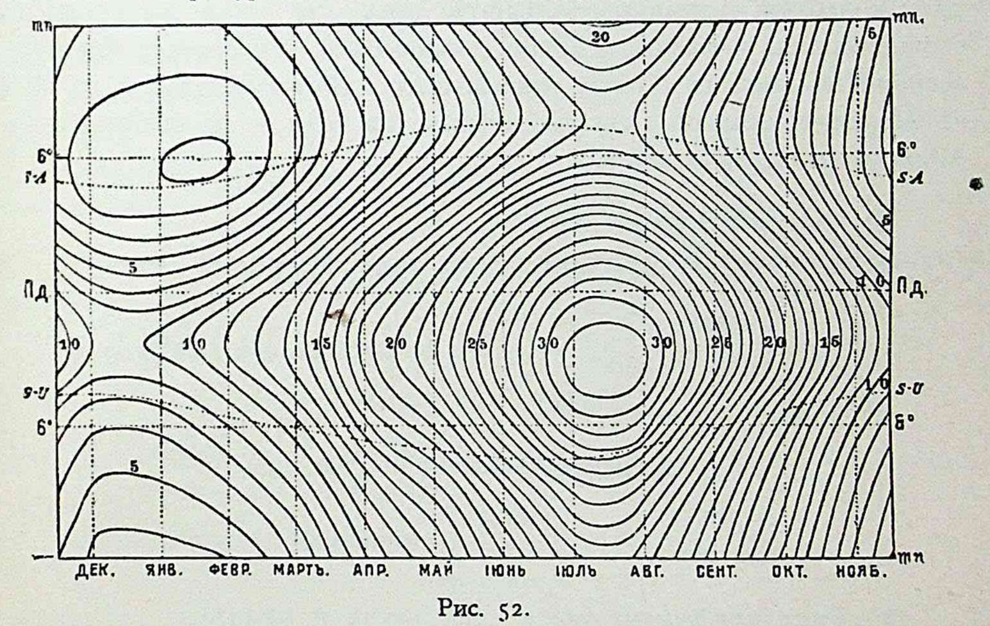


Рис. 52.

изучать, слѣдя за ходомъ температуры изо дня въ день, или соединяя отдѣльные дни въ болѣе или менѣе крупныя группы (пентады, декады, мѣсяцы). Для наглядности можно годовой ходъ температуры выразить графически, откладывая по оси абсциссъ равныя части, выражающія время (дни, пентады, мѣсяцы), а по ординатамъ — соотвѣтствующія температуры. Но можно также графически представить на плоскости зависимость температуры отъ двухъ перемѣнныхъ (часовъ дня и времени года) при помощи системы изоплетъ. На рис. 52 представлена карта изоплетъ для Мадрида.

Годовой ходъ температуры въ низшихъ слояхъ атмосферы долженъ, очевидно, зависѣть отъ широты мѣста, а также отъ физиче-

скихъ свойствъ земной поверхности (суша, океанъ), состоянія атмосферы (влажность воздуха, облачность) и, наконецъ, отъ высоты мѣста надъ уровнемъ моря. Вообще, въ сѣверномъ полушаріи существуютъ слѣдующіе типы годового хода:

1) *Экваторіальный типъ* характеризуется малой амплитудой колебаній и стремленіемъ къ двумъ максимумамъ (послѣ равноденствій) и двумъ минимумамъ (послѣ солнцестояній):

Африка (внутренняя)	29.6° (апр.)	24.3° (авг.)	25.6° (окт.)	22.7° (дек.)
Батавія	26.4 (май)	25.7 (іюль)	26.4 (окт.)	25.3 (янв.)

Амплитуда во внутренней Африкѣ равна 6.9°, а въ Батавіи 1.1°.

2) *Тропическій типъ* съ однимъ максимумомъ и однимъ минимумомъ вскорѣ послѣ наивысшаго и наинизшаго стоянія солнца. Амплитуды колебаній невелики; вслѣдствіе того, что во время наивысшаго стоянія солнца выпадаютъ дожди, наивысшая температура бываетъ до времени наивысшаго стоянія солнца. Этотъ типъ наблюдается въ Индіи, въ Мексикѣ, внутри Сенегамбіи (max. въ маѣ) и на востокѣ южной Африки (max. въ ноябрѣ):

a) континентальный пунктъ:

Верхній Египетъ (22° с. ш.)

январь . . .	16.3°	амплитуда . 17.8°;
іюнь	34.1	

b) морской пунктъ:

Островъ св. Елены (16° ю. ш.)

мартъ . . .	24.4°	амплитуда . 5.7°.
августъ . . .	18.7	

3) *Типъ умѣреннаго пояса*. Максимумъ и минимумъ слѣдуютъ за наивысшимъ и наинизшимъ стояніемъ солнца. Амплитуда годовыхъ колебаній велика и притомъ увеличивается съ широтой. Переходное время отъ теплаго къ холодному (осень) и отъ холоднаго къ теплому (весна) пріобрѣтаетъ самостоятельный характеръ. Эти *четыре* времени года выступаютъ особенно рѣзко только въ средней части умѣреннаго пояса. Въ южной части, *субтропической*, тепло медленно нарастаетъ отъ зимы къ лѣту; напротивъ того, въ сѣверной (субполярной) части тепло отъ зимы къ лѣту растетъ быстро, а потому весна, въ обоихъ случаяхъ теряетъ, болѣе или менѣе, свой самостоятельный характеръ. То же можно сказать и объ осени. Въ субтропическомъ поясѣ слѣдуетъ различать континентальныя и морскія станціи:

Багдадъ (33^0 с. ш.)

январь . . .	10.5^0	амплитуда . 23.3^0.
іюль	33.8	

Бермудскіе острова (32^0 с. ш.)

мартъ . . .	16.5^0	амплитуда . 10.2^0.
августъ . . .	26.7	

Собственно умѣренный поясъ отличается огромнымъ разнообразіемъ величины годовыхъ амплитудъ, что объясняется неравномѣрнымъ распредѣленіемъ суши и моря. Если будемъ перемѣщаться вдоль какой-нибудь параллели, отъ западныхъ береговъ Европы къ востоку, вглубь Азіи, то замѣтимъ, что зимы становятся суровѣе, лѣтніе мѣсяцы — жарче, а амплитуды годовыхъ колебаній быстро возрастаютъ:

	лѣто	зима	амплитуда
западный берегъ Ирландіи . .	$+16.2^0$	$+7.6^0$	8.6^0
Харьковъ	+20.9	— 8.6	29.5
Семипалатинскъ.	+22.2	—17.5	39.7
Кяхта	+19.9	—26.6	46.5
Благовѣщенскъ	+21.4	—25.5	46.9
Сахалинъ	+16.8	—18.0	34.8.

Пункты, лежащіе на границѣ съ полярною областью, подчиняются такому же закону:

a) морской пунктъ:

Фарерскіе острова

январь . .	$+3.2^0$	амплитуда. . 7.6^0;
іюнь . . .	+10.8	

b) континентальный пунктъ:

Якутскъ

январь . .	-44.1^0	амплитуда. . 63.9^0.
іюль . . .	+19.8	

Вообще, въ умѣренномъ поясѣ можно подмѣтить три группы. 1) Мѣста океанически-умѣреннаго характера. Сюда относятся острова и берега западной Европы. Эта группа отличается прохладной весной, очень теплой осенью, прохладнымъ лѣтомъ и умѣренной зимой. Минимумъ въ мартѣ. 2) Высоко-континентальный типъ — суровая зима, жаркое лѣто, весна и осень одинаковы. 3) Группа смѣшаннаго характера. Сюда относятся восточные берега материковъ Азіи и Америки. Отличается очень холодной зимой, прохладными весной и лѣтомъ, сравнительно теплой осенью.

4) *Полярный типъ* характеризуется значительной амплитудой колебаній. Минимумъ наступаетъ къ концу полярной ночи; максимумъ всегда бываетъ въ іюлѣ:

Новая Земля (72.8° с. ш.)

февраль . .	— 18.4°	амплитуда. . 22.3°.
іюль . . .	+ 3.9	

Земля Франца-Іосифа (81° с. ш.)

февраль . .	— 32.4°	амплитуда. . 33.0°.
іюль . . .	+ 0.6	

Сѣверъ Гренландіи (82° с. ш.)

февраль . .	— 40.7°	амплитуда. . 43.5°.
іюль . . .	+ 2.8	

Кромѣ разсмотрѣнныхъ четырехъ основныхъ типовъ, слѣдуетъ различать еще два вида климатовъ: континентальный и морской. Эти два вида возможны во всѣхъ широтахъ. Въ океаническомъ типѣ амплитуда колебаній уменьшена, а въ континентальномъ увеличена. На восточныхъ берегахъ Азіи и Америки, въ болѣе высокихъ широтахъ, господствуетъ смѣшанный типъ: зимою — континентальный, лѣтомъ — морской. Это объясняется тѣмъ, что въ теченіе зимы эти мѣстности находятся подъ вліяніемъ воздушныхъ теченій, идущихъ изъ сильно охлажденныхъ центральныхъ частей континента, а лѣтомъ — подъ дѣйствіемъ морскихъ вѣтровъ, приносящихъ тепло и влагу. Въ болѣе низкихъ широтахъ океанъ умѣряетъ температуры и дѣлаетъ климатъ ровнѣе и устойчивѣе. Поднятіе мѣста надъ уровнемъ моря дѣйствуетъ совершенно такъ же на амплитуды годовыхъ колебаній, какъ близость океана. Вообще, соображенія о годовомъ ходѣ температуры можно составить a priori, если только даны географическое положеніе, степень облачности, положеніе мѣста относительно океана и господствующіе вѣтры. Всѣ тѣ обстоятельства, которыя ослабляютъ инсоляцію и уменьшаютъ силу ночного лучеиспусканія, уменьшаютъ амплитуды, т. е. дѣйствуютъ на климатъ данной мѣстности умѣряющимъ образомъ. Вильдъ построилъ для Россіи особую карту *изоамплитудъ*, на которой наглядно можно видѣть зависимость числовыхъ величинъ амплитудъ отъ географическихъ факторовъ.

Географическое распредѣленіе температуры въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Изучать распредѣленіе тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы можно съ различныхъ точекъ зрѣнія. Во-первыхъ, можно изслѣдовать распредѣленіе тепла въ извѣстный абсолютный мо-

ментъ, положимъ, въ 7 ч. утра (Гринвичскаго времени) извѣстнаго дня (напримѣръ, 1 января 1909 г.). Для этого нужно собрать наблюденія, произведенныя въ этотъ моментъ на всемъ земномъ шарѣ, и сравнить ихъ между собою. Для наглядности наносятъ на карту всѣ станціи, изъ которыхъ доставлены наблюденія и возлѣ каждой станціи пишутъ измѣренную на этой станціи температуру; станціи, имѣющія одну и ту же температуру, соединяютъ кривыми линіями (изотермы), проводя ихъ черезъ каждые два, три и болѣе градусовъ. При этомъ приходится прибѣгать къ методу графической интерполяціи. Но различныя станціи лежатъ на разныхъ высотахъ надъ уровнемъ моря, а между тѣмъ извѣстно, что температура съ высотою постепенно убываетъ. Поэтому, зная высоту отдѣльныхъ станцій, при посредствѣ особыхъ таблицъ, показывающихъ уменьшеніе температуры съ высотою, приводятъ всѣ температуры къ одному и тому же уровню, чаще всего къ уровню моря. Полученная карта дастъ карту *мгновенныхъ* изотермъ для выбраннаго нами момента времени.

Точно такимъ же путемъ можемъ составить карты *суточныхъ, пятидневныхъ, мѣсячныхъ* и *годовыхъ* изотермъ, приводя къ уровню моря и нанося на карту дневныя, пятидневныя, мѣсячныя и годовыя среднія температуры. Ограничимся самымъ общимъ обозрѣніемъ подобныхъ картъ.

На рисункахъ 53 и 54 (стр. 158 и 159) даны карты январскихъ и іюльскихъ изотермъ. Изъ этихъ картъ видно, что ходъ изотермическихъ линій, вообще говоря, весьма сложенъ. Въ нѣкоторыхъ мѣстахъ онѣ образуютъ даже замкнутые контуры, окаймляющіе области высокихъ или низкихъ температуръ. Хотя эти изотермы проведены черезъ каждые 4°, но онѣ расположены неодинаково густо въ различныхъ частяхъ карты. Подобное неравномѣрное распредѣленіе изотермическихъ линій есть прямое слѣдствіе крайне неравномѣрнаго распредѣленія температуры на земной поверхности. Въ частности, въ январѣ (рис. 57) вдоль экватора тянется поясъ наиболѣе высокихъ температуръ, ограниченный, съ сѣвера и юга, изотермами 24°. Это поясъ наиболѣе высокихъ температуръ, или *термическій экваторъ*. Внутри этого пояса, надъ южной Америкой и южной Африкой, лежатъ области, окаймленныя изотермой 28°, а надъ Новой Голландіей средняя мѣсячная температура въ январѣ достигаетъ 32°. Къ сѣверу и къ югу отъ термическаго экватора расположены изотермы въ постепенно убывающемъ порядкѣ: 20°, 16°, 12° и т. д.; другими словами, температура къ сѣверу и къ югу убываетъ. Но въ южномъ полушаріи изотермы менѣе изогнуты, температура убываетъ правильнѣе въ зависимости отъ широты. Нѣкоторую изогнутость къ экватору обнаруживаютъ изотермы 24°, 20°, 16°, 12° у западныхъ береговъ южной Америки, южной Африки и, отчасти,

Новой Голландіи; слѣдовательно, западные берега указанныхъ материковъ холоднѣе восточныхъ, что является слѣдствіемъ, какъ увидимъ далѣе, направляющихся къ экватору холодныхъ морскихъ теченій.

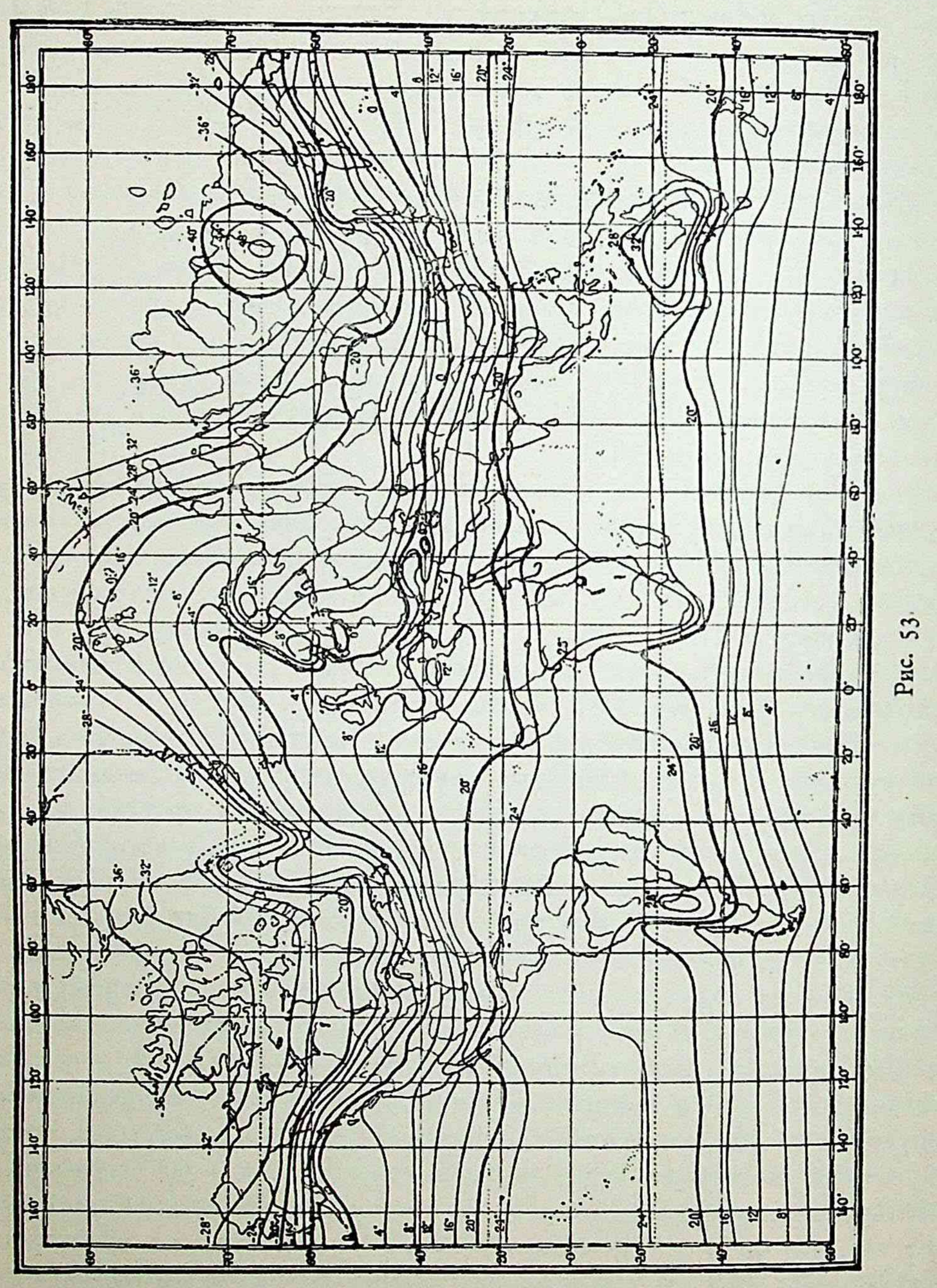


Рис. 53

Болѣе правильное распредѣленіе изотермъ южнаго полушарія есть слѣдствіе того, что южное полушаріе имѣетъ болѣе однообразную, въ физическомъ отношеніи, поверхность: оно, по преимуществу, по-

крыто водой. Болѣе сложный характеръ имѣютъ изотермы сѣвернаго полушарія. Онѣ крайне изогнуты, сдвинуты. Тѣмъ не менѣе, среди

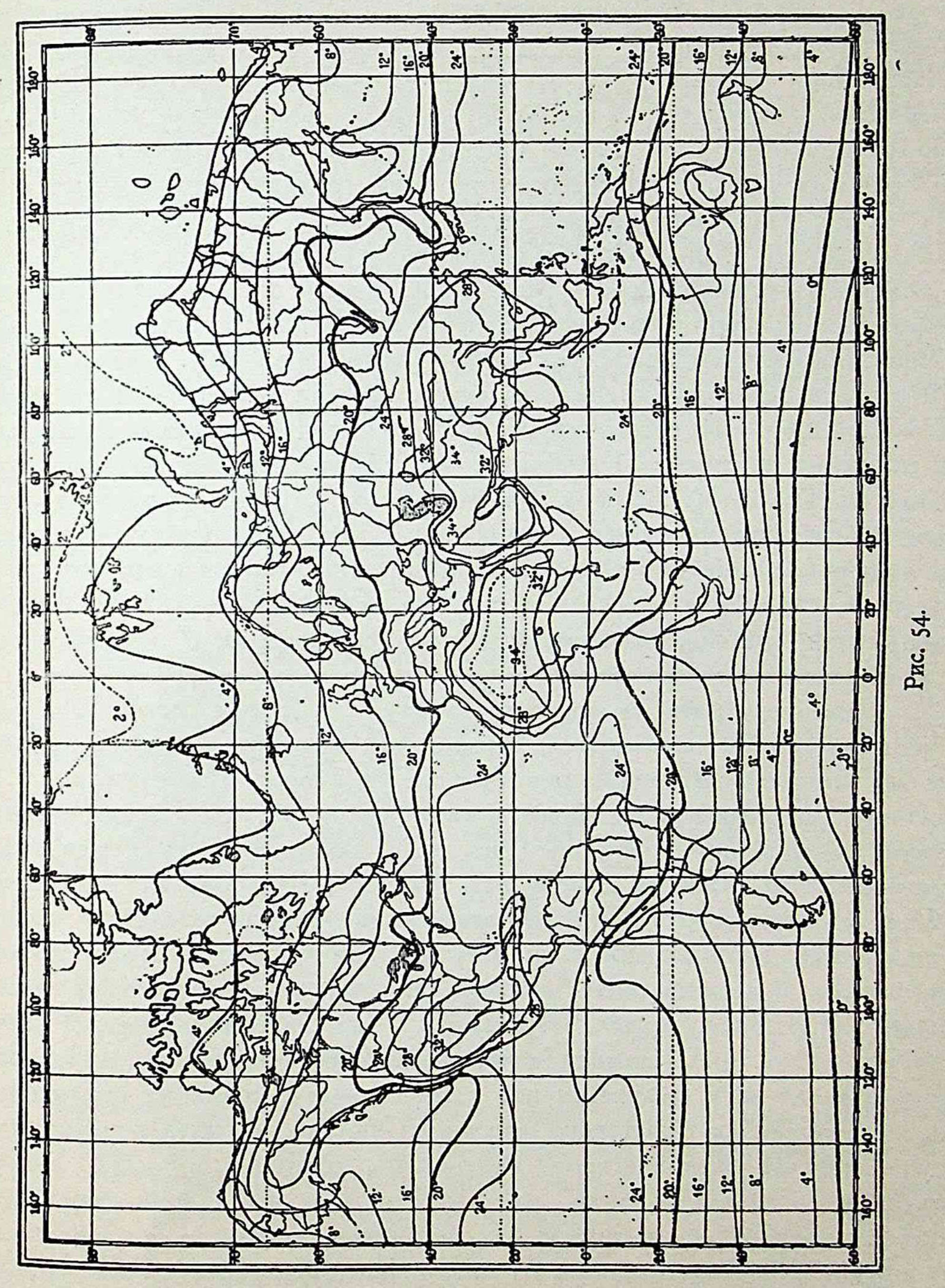


Рис. 54.

этой сложности можно подмѣтить нѣкоторую законность. Изотермы января вообще подымаются къ сѣверу у западныхъ береговъ Стараго и Новаго Свѣта и опускаются къ югу въ восточныхъ частяхъ этихъ

материковъ. Изъ подобнаго хода изотермическихъ кривыхъ слѣдуетъ заключить, что болѣе высокія температуры проникаютъ далеко на сѣверъ у западныхъ береговъ материковъ, а низкія температуры распространяются далеко на югъ въ восточныхъ частяхъ континентовъ. Напримѣръ, изотерма 0°, у сѣверо-западныхъ береговъ Норвегіи, переходитъ даже 70° с. ш.; затѣмъ, круто поворачивая къ ЮВ, она проходитъ нѣсколько южнѣе Одессы (46° с. ш.), пересѣкаетъ Азовское и среднюю часть Каспійскаго моря и въ средней Азіи опускается до 35° с. ш.; далѣе, направляясь снова къ ССВ, у береговъ Америки доходитъ до 50° с. ш. Подобное анормальное распредѣленіе тепла является слѣдствіемъ неравномѣрнаго распредѣленія суши и океана. Океанъ умѣряетъ температуру западныхъ береговъ материковъ; сильныя охлажденія суши способствуютъ сильному изгибу изотермъ къ югу. Кромѣ того, у западныхъ береговъ материковъ, болѣе высокія температуры въ январѣ слѣдуетъ приписать господствующимъ здѣсь воздушнымъ (юго-западнымъ) и морскимъ теченіямъ (Гольфштремъ въ Атлантическомъ океанѣ, Куро-Сиво въ Тихомъ) и общему поверхностному стремленію водъ отъ юго-запада къ сѣверо-востоку. Средняя январская температура въ сѣверномъ полушаріи, постепенно понижаясь, достигаетъ крайнихъ низкихъ величинъ на сѣверо-востокѣ Азіи, гдѣ она падаетъ до —48°. Въ южномъ полушаріи крайняя, отмѣченная на картѣ, изотерма 4° лежитъ между параллелями 50°—60° ю. ш.

При переходѣ къ февралю, марту и т. д. вся система изотермъ начинаетъ преобразовываться; термическій экваторъ, а вслѣдъ за нимъ и вся система изотермъ перемѣщаются къ сѣверу. Изогнутости постепенно сглаживаются, измѣняютъ свой характеръ, и къ іюлю вся картина совершенно мѣняется (рис. 54). Большая часть термическаго экватора находится къ сѣверу отъ экватора. Изотерма 24° въ средней Азіи достигаетъ 48° с. ш. и только надъ Атлантическимъ и Тихимъ океанами падаетъ до 20° с. ш. Внутри термическаго экватора обнаруживаются области съ очень высокой температурой, окаймленныя изотермами 34° (Сахара, Аравія, Персія) и 32° (въ Сѣверной Америкѣ между 20° и 40° с. ш.). Зимняя континентальная выпуклость январскихъ изотермъ къ югу смѣняется ихъ сильной выпуклостью къ сѣверу надъ восточной частью Азіатскаго материка. Вообще, въ іюлѣ воздухъ надъ сушей теплѣе океаническаго. Напримѣръ, изотерма 20° надъ Тихимъ океаномъ проходитъ подъ 40° с. ш., а на востокѣ Азіи переходитъ 60° с. ш. Изотерма 0° вышла въ сѣверномъ полушаріи изъ сферы наблюденій. Крайняя, видимая на картѣ, изотерма равна 2°. Въ южномъ полушаріи, южнѣе 50° ю. ш., явилась изотерма —4° и даже —8°. Азіатскій полюсъ холода перемѣстился къ Карскому морю. Подобное распредѣленіе изотермъ совершенно понятно. Въ іюлѣ сильному нагрѣ-

ванію подвергаются континентальныя части Стараго и Новаго Свѣта, а море дѣйствуетъ охлаждающимъ и умѣряющимъ образомъ.

Термометрическій градіентъ и его опредѣленіе. Мы сказали раньше, что изотермы, проведенныя черезъ опредѣленное число градусовъ, расположены на картѣ не одинаково густо. Очевидно, чѣмъ гуще располагаются изотермы, тѣмъ быстрѣе измѣняется температура при переходѣ отъ одной точки земной поверхности къ другой. Степень измѣненія температуры измѣряется *градіентомъ*. Термометрическимъ градіентомъ называютъ измѣненіе температуры по нормали къ изотермѣ, проведенной въ сторону убывающей температуры, на одинъ градусъ меридіана (1^0 меридіана $= 111.1$ *км*). Терминъ «градіентъ» совмѣщаетъ въ себѣ два понятія: величина градіента и его направленіе. Подъ направленіемъ градіента предполагаютъ уголъ, составленный нормалью къ изотермѣ съ меридіаномъ даннаго мѣста. Если, напримѣръ, извѣстно, что величина градіента равна 1.7^0, а направленіе составляетъ 37^0, считая отъ точки сѣвера къ востоку, то это будемъ обозначать символомъ

$$G = 1.7^0 \ (N \ 37^0 \ E).$$

Чтобы опредѣлить градіентъ въ точкѣ *A* (рис. 55), нужно изъ этой точки провести нормаль *AB* къ изотермѣ *aa*, по этой нормали отложить, по масштабу, длину $AC = 111.1$ *км* и опредѣлить,

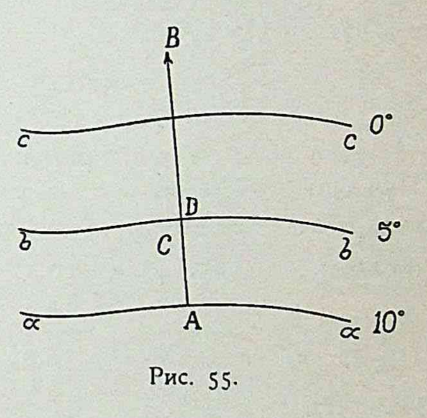


Рис. 55.

путемъ графической интерполяціи, температуру въ точкѣ *C*. Допустимъ, что длина линіи $AD = 140$ *км*, а $AC = 111.1$ *км*; такимъ образомъ,

на протяженіи 140 *км* температура уменьшается на 5^0,
а » » 111.1 » » » » x;

$$x : 5 = 111.1 : 140,$$

$$x \text{ (градіентъ)} = 3.96^0.$$

Очевидно, что способъ этотъ основанъ на томъ допущеніи, что температура, при переходѣ отъ одной изотермы къ другой, лежащей на томъ же уровнѣ, измѣняется, на небольшомъ протяженіи, равномѣрно и пропорціонально измѣненію разстоянія.

Въ дальнѣйшемъ изложеніи мы увидимъ, что распредѣленіе и другихъ метеорологическихъ элементовъ на земной поверхности выражается также системами изолиній (изобары, изонефы, изогоны и т. д.). Понятіе о градіентѣ и способъ его опредѣленія, изложенный выше, очевидно, примѣнимъ и къ этимъ системамъ. Напримѣръ, *барометри-*

ческимъ градіентомъ называютъ измѣненіе давленія, взятаго на одномъ и томъ же уровнѣ, по нормали къ изобарѣ, на единицу разстоянія въ сторону падающаго давленія. Чтобы опредѣлить градіентъ, нужно имѣть карту изолиній. Можетъ случиться, что карта изолиній намъ не дана. Въ этомъ случаѣ возможно вычислить градіентъ, если только извѣстна величина даннаго элемента (напримѣръ, давленія) въ двухъ сосѣднихъ точкахъ (см. мою «Метеорологію» ч. I, стр. 457).

Полюсъ холода. Изъ карты январскихъ изотермъ видно, что изотермы расположены, отъ экватора къ полюсамъ, въ нисходящемъ порядкѣ, и наиболѣе низкія среднія мѣсячныя температуры отмѣчены на сѣверо-востокѣ Азіи. Это такъ называемый сибирскій *полюсъ холода*. Весьма низкія температуры наблюдаются также въ Гренландіи и на Гриннелевой землѣ. Для характеристики температурныхъ условій на этомъ крайнемъ сѣверѣ приведемъ данныя для Верхоянска (13 лѣтъ) и Якутска (16 лѣтъ).

	Якутскъ 62°1′ с. ш., 129°43′ в. д. отъ Гринвича			Верхоянскъ 67°33′ с. ш., 133°24′ в. д. отъ Гринвича		
мѣсяцы	среднее	макс.	мин.	среднее	макс.	мин.
январь .	—44.09°	— 9.1°	—63.0°	—49.63°	—20.2°	—67.8°
февраль .	—35.14	—10.1	—64.4	—43.63	— 9.9	—69.8
іюль . .	19.78	36.0	3.3	15.65	33.7	— 1.3
годъ . .	— 9.98	36.0	—64.4	—16.2	33.7	—69.8
ср. ампл.	63.87	—	—	65.28	—	—
абс. » .	—	100.4		—	103.5	

Къ этимъ таблицамъ присоединимъ [1]) данныя для Гриннелевой земли (81° с. ш.) и западной Гренландіи (78° с. ш.).

	Гриннелева земля			Зап. Гренландія
мѣсяцы	среднее	макс.	мин.	среднее
февраль . .	—40.1°	—20.6°	—52.3°	—31.4°
іюнь . . .	0.4	11.7	—10.7	0.6
іюль . . .	2.8	11.4	— 1.5	4.0
годъ . . .	—20.4	11.7	—52.3	—16.9

Изъ этихъ таблицъ видно, что средняя температура января въ Верхоянскѣ равна —49.63°. Отрицательныя среднія мѣсячныя температуры сплошь продолжаются до апрѣля. Только май, іюнь, іюль, августъ и сентябрь имѣютъ положительныя температуры. Средняя годовая = —16.2°. Чтобы можно было судить, насколько низка эта температура,

[1]) Воейковъ. «Метеорологическій Вѣстникъ», 1897, №№ 11 и 12.

замѣтимъ, что въ Одессѣ средняя температура самаго холоднаго мѣсяца — января = — 3.2°, и что термометръ у насъ никогда не опускается ниже — 24°. На западномъ берегу Гренландіи средняя температура января — 31.3°. Свободны отъ мороза только іюнь, іюль и августъ. Средняя годовая равна —16.9°. На Гриннелевой землѣ наиболѣе низкая средняя мѣсячная февраля равна —40.1°. Только три мѣсяца (іюнь, іюль и августъ) имѣютъ среднюю температуру выше нуля. Средняя годовая равна —20.4°. Въ Верхоянскѣ въ январѣ температура можетъ понижаться до —69.8°. Спрашивается, какую область считать полюсомъ холода? Это зависитъ отъ того, что считать полюсомъ холода. Если полюсомъ холода считать ту область, гдѣ средняя годовая достигаетъ минимума, то полюсъ холода на Гриннелевой землѣ; если считать полюсомъ холода ту область, гдѣ средняя температура отдѣльныхъ мѣсяцевъ достигаетъ минимума, или гдѣ возможно наибольшее абсолютное паденіе температуры, то полюсъ холода — Верхоянскъ. По мнѣнію Воейкова, самое холодное мѣсто въ сѣверномъ полушаріи находится на материковомъ ледяномъ покровѣ Гренландіи, а въ южномъ полушаріи — около южнаго полюса.

Сибирскій полюсъ холода не остается въ теченіе всего года на одномъ и томъ же мѣстѣ. Весной (въ апрѣлѣ и маѣ) эта область перемѣщается къ сѣверо-западу и въ іюнѣ и въ іюлѣ достигаетъ Карскаго моря, гдѣ средняя мѣсячная колеблется отъ 0° до 2°. Послѣ іюля полюсъ холода возвращается въ область рѣки Яны, гдѣ остается до апрѣля слѣдующаго года. Относительно періодическаго перемѣщенія Гриннелева полюса холода нѣтъ никакихъ данныхъ. Точно также нѣтъ данныхъ о южномъ полюсѣ холода, такъ какъ южный полюсъ менѣе доступенъ, чѣмъ сѣверный. По всей вѣроятности, южный полюсъ холода сосредоточенъ около самаго южнаго полюса.

Интересно теперь разсмотрѣть другую крайность — области съ наиболѣе высокой температурой. Къ числу такихъ областей относится Сахара. Здѣсь въ іюлѣ средняя мѣсячная равна + 35°. Въ отдѣльные моменты возможно повышеніе температуры до + 55°. Наиболѣе высокія стоянія термометра отмѣчены также въ Пенджабѣ (52.0°), Багдадѣ (52.0°), Сенегамбіи (54.0°) и оазисѣ Мурзукъ (56.2°). Въ оазисѣ Варгла (Алжиръ) 17 іюля 1879 года наблюдали 53.0°. Такимъ образомъ, можно принять, что термометръ на земной поверхности колеблется отъ — 70° до + 56°, т. е. въ предѣлахъ 126°.

Карты изономалей. Въ метеорологіи строятъ еще карты, которыя даютъ возможность особенно рѣзко подчеркнуть вліяніе различныхъ факторовъ на распредѣленіе того или другого метеорологическаго элемента. Это карты *изономалей*. Мы видѣли, что вдоль извѣстной параллели среднія температуры какого-нибудь мѣсяца, — напримѣръ января, —

распредѣлены неравномѣрно въ зависимости отъ распредѣленія суши и

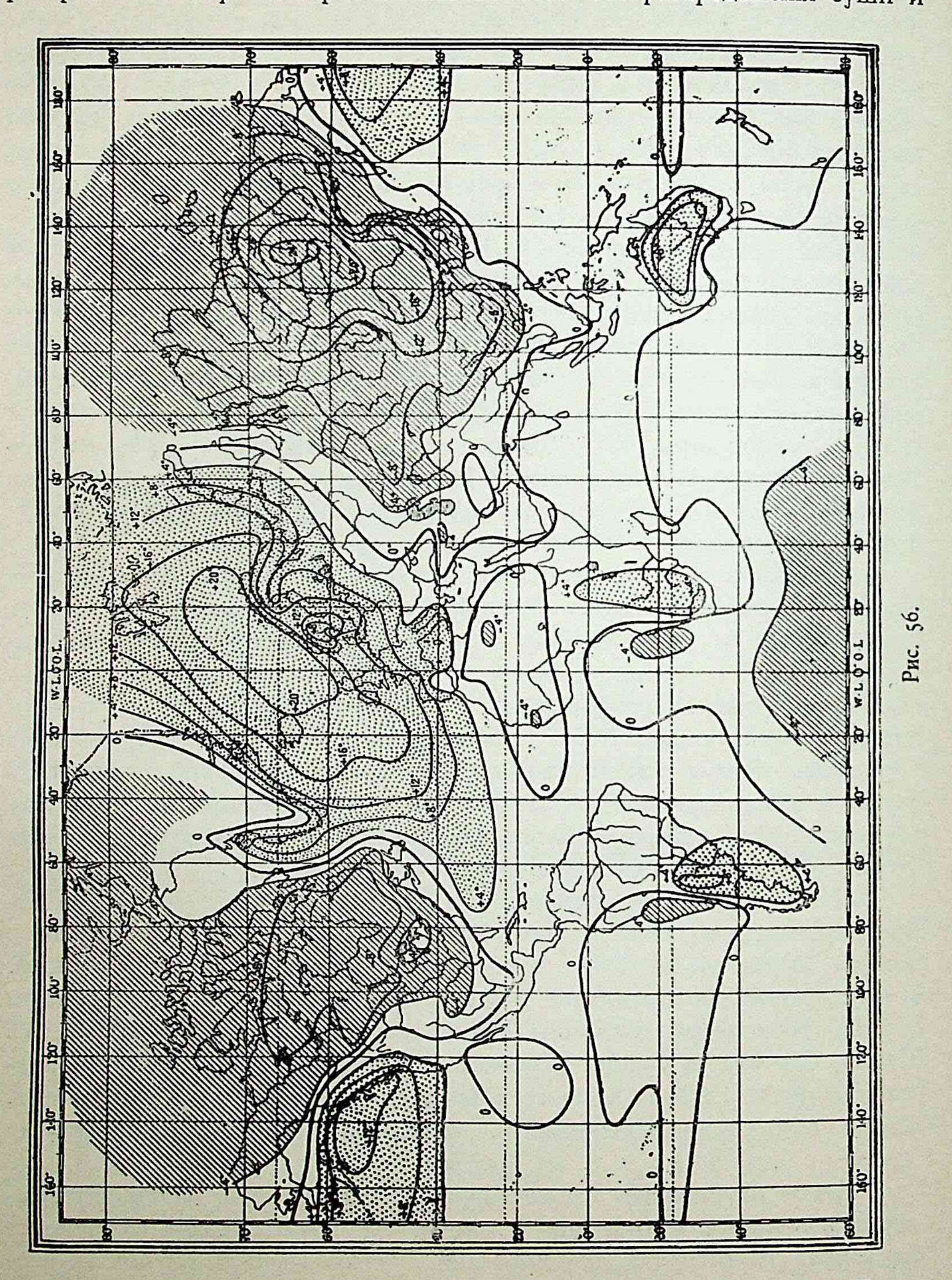


Рис. 56.

моря, морскихъ и воздушныхъ теченій и другихъ факторовъ. Представимъ себѣ, что тепловая энергія, сосредоточенная въ нижнихъ сло-

яхъ атмосферы вдоль этой параллели, распредѣлена равномѣрно, а,

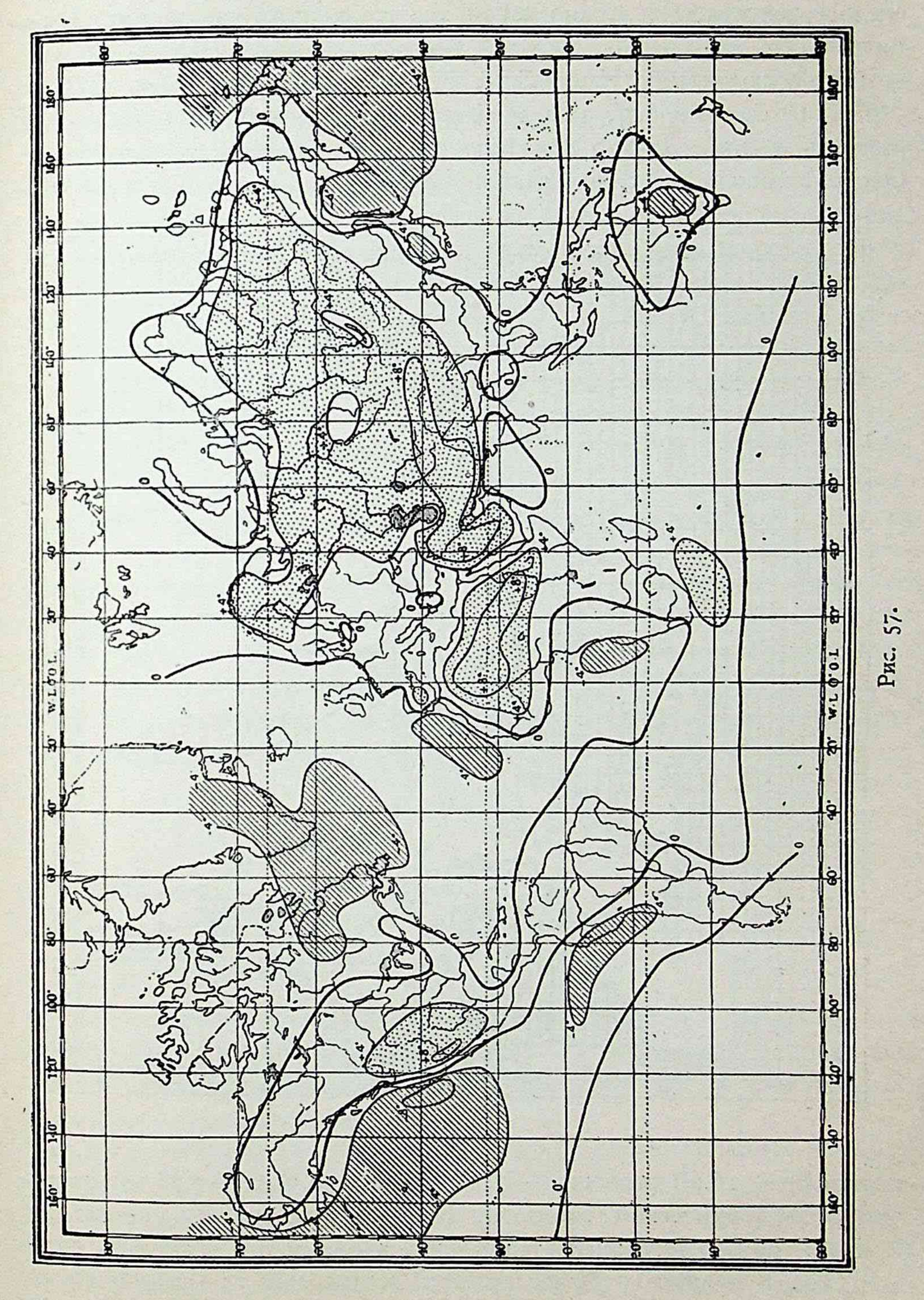


Рис. 57.

слѣдовательно, всѣ точки этой параллели имѣютъ одну и ту же среднюю январскую температуру. Такая температура можетъ быть названа

средней январской *температурой* взятой нами параллели. Подобныя среднія температуры можно найти для различныхъ параллелей. Сравнимъ теперь эти среднія январскія температуры параллелей съ дѣйствительно наблюденными. Напримѣръ, средняя температура января въ Кіевѣ (50° с. ш.) равна — 6.7°, а средняя температура 50-ой параллели — 7.2°; разность + 0.5°. Другой примѣръ. Средняя январская температура въ Охотскѣ (около 60° с. ш.) равна — 23.7°, а средняя температура 60-й

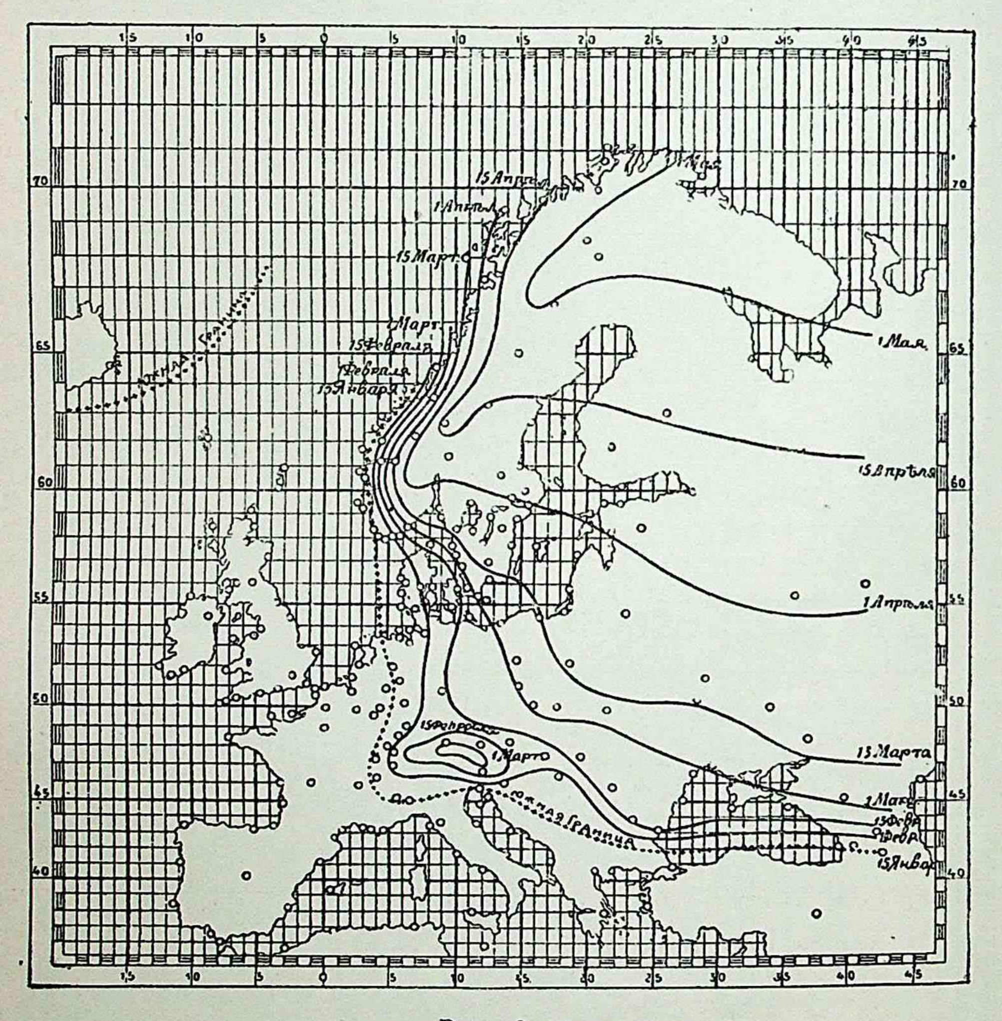
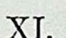


Рис. 58.

параллели — 16.0°; разность — 7.7°. Числа + 0.5° и — 7.7° называютъ январской термической аномаліей Кіева и Охотска. Подобнымъ же образомъ можно вычислить термическія аномаліи для возможно большаго числа пунктовъ. Нанесемъ эти пертурбаціи на карту и точки, имѣющія одинаковыя, по величинѣ и по знаку, пертурбаціи, соединимъ непрерывными кривыми. Полученная карта представитъ январскую карту

изономалей. На прилагаемыхъ чертежахъ даны изономали января (рис. 56, стр. 164), іюля (рис. 57, стр. 165). Изъ картъ видно, что въ январѣ области *положительныхъ* изономалей расположены надъ океанами, а *отрицательныхъ* — надъ сушей. Въ іюлѣ имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе, что указываетъ на умѣряющее значеніе океана.

Карты Гильдебрандсона. До сихъ поръ мы разсматривали тепловой режимъ нижнихъ слоевъ атмосферы въ нѣкоторомъ среднемъ его состояніи. Но можно также задаться цѣлью прослѣдить картографически его непрерывныя измѣненія при переходѣ отъ одного дня къ другому, прослѣдить постепенное нарастаніе тепла отъ зимы къ лѣту или охлажденіе при переходѣ отъ лѣта къ зимѣ. Подобнаго рода карты могутъ имѣть огромное значеніе для фенологіи, т. е. для ученія о періодическихъ явленіяхъ въ жизни животныхъ и растеній. Подобныя карты были построены Гильдебрандсономъ. Рис. 58, представляетъ, напримѣръ, карту перемѣщенія нулевой изотермы. Рядъ кривыхъ представляетъ положеніе нулевой изотермы черезъ каждые 15 дней. Изъ карты Гильдебрандсона мы видимъ, что нулевая изотерма 15 января имѣетъ форму прямого угла, вершина котораго находится въ юговосточной Франціи, одинъ бокъ ея идетъ къ сѣверу, а другой къ востоку; вершина этой кривой къ 1-му мая перемѣщается въ Лапландію, и уголъ между вѣтвями дѣлается острѣе. Изотерма 0^0 проходитъ чрезъ Брюссель 10-го января, Петербурга же она достигаетъ лишь 8 апрѣля; слѣдовательно, для перемѣщенія отъ Брюсселя до Петербурга эта изотерма употребляетъ три мѣсяца.



XI.

Давленіе воздуха.

Методы наблюденій; ртутные барометры. Существуютъ три главные способа измѣренія давленія атмосферы: 1) барометры, наполненные слабо испаряющейся жидкостью, чаще всего ртутью, 2) металлическіе барометры и 3) гипсотермометры.

Въ простѣйшемъ видѣ, какъ извѣстно, ртутный барометръ состоитъ изъ чашки со ртутью и опрокинутой надъ ней, сверху закрытой, трубки содержащей ртутный столбъ. Часть трубки надъ ртутью (Торричеліева пустота) вовсе не должна содержать воздуха. Высотою барометрическаго столба считаютъ разстояніе, по вертикальному направленію, отъ поверхности ртути въ чашкѣ до горизонтальной плоскости, проведенной касательно мениску ртути въ трубкѣ. Высота эта измѣряется помощью

шкалы съ ноніусомъ, укрѣпленной параллельно оси трубки. При измѣненіяхъ давленія, высота ртути въ трубкѣ измѣняется, при чемъ часть ртути или выливается въ чашку (при пониженіи давленія), или, обратно, ртуть изъ чашки входитъ въ трубку (при повышеніи давленія); вслѣдствіе этого уровень, отъ котораго должна измѣряться высота барометрическаго столба, постоянно измѣняется. Для того, чтобы отсчетъ всегда производился отъ уровня ртути въ чашкѣ, въ барометрахъ этого типа (чашечныхъ) устраиваютъ или подвижную шкалу, или подвижное дно, такъ что нуль дѣленій шкалы всегда можно привести къ уровню ртути въ чашкѣ. Въ барометрахъ съ широкимъ резервуаромъ діаметръ чашки во много разъ больше діаметра трубки, вслѣдствіе чего небольшія измѣненія въ высотѣ ртути въ трубкѣ не измѣняютъ чувствительно высоты ртути въ чашкѣ. Существуютъ еще, какъ извѣстно, сифонные барометры. На метеорологическихъ станціяхъ примѣняются приборы смѣшанной системы (сифонно-чашечные) Таруттини и Вильда-Фюсса. Подробное описаніе этихъ барометровъ можно найти въ «Инструкціи Главной Физической Обсерваторіи». Барометры эти весьма удобны для переноски, а потому служатъ для сравненія приборовъ отдѣльныхъ станцій съ *нормальными* барометрами центральныхъ метеорологическихъ учрежденій [1]).

Введеніе поправокъ. Измѣренная непосредственно высота барометра требуетъ внесенія цѣлаго ряда поправокъ.

1) Высота ртутнаго столба, при *одномъ и томъ же давленіи*, зависитъ отъ температуры; чѣмъ выше температура, тѣмъ высота ртути больше. Для сравнимости наблюденій необходимо измѣренныя высоты ртути приводить къ одной и той же, условно принятой, температурѣ. Обыкновенно приводятъ высоту ртутнаго столба къ 0^0. Если

высота ртутнаго столба при 0^0 равна H_0,
» » » » t^0 » H,

то

$$H = H_0(1 + \beta t),$$

гдѣ β — коэффиціентъ расширенія ртути; отсюда

$$H_0 = \frac{H}{1+\beta t} = H(1 - \beta t). \qquad (77)$$

2) Шкала также претерпѣваетъ измѣненія съ измѣненіемъ температуры. Вслѣдствіе расширенія шкалы отсчетъ уменьшается и

$$H_0 = H(1 + \gamma t), \qquad (78)$$

[1]) Объ очисткѣ ртути, ея дистилляціи и наполненіи барометровъ см. мою «Метеорологію», ч. I, стр. 473—476.

гдѣ γ — коэффиціентъ расширенія шкалы (для латуни $\gamma = 0.0000184$, а для стекла $\gamma = 0.0000092$). Соединяя обѣ поправки вмѣстѣ (отъ расширенія ртути и латунной шкалы), получимъ:

$$H_0 = H[1 - (\beta - \gamma)\, t] = H\,(1 - 0.000163\, t). \tag{79}$$

Помощью этой формулы можно привести высоту барометрическаго столба къ 0^0 ртути и шкалы. Эту формулу разлагаютъ въ таблицу, въ которой, разъ на всегда, вычислены поправки для разныхъ давленій и разныхъ температуръ.

3) Вѣсъ опредѣленнаго столба ртути зависитъ отъ напряженія тяжести. Но напряженіе тяжести на земномъ шарѣ увеличивается отъ экватора къ полюсамъ (стр. 8—9) и уменьшается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Вслѣдствіе этого высота столба ртути, уравновѣшивающаго *опредѣленное* давленіе, неодинакова въ различныхъ широтахъ и на различныхъ высотахъ. Эта высота на экваторѣ больше и постепенно уменьшается къ полюсамъ. Необходимо, поэтому, приводить измѣренную высоту къ опредѣленному напряженію тяжести. Приводятъ, обыкновенно, къ напряженію тяжести подъ 45^0 широты и къ уровню океана по формулѣ (см. стр. 9):

$$H_{45} = H\varphi\,(1 - 0.00259\, Cos\, 2\,\varphi), \tag{80}$$

гдѣ φ — широта мѣста.

Поправка отъ тяжести довольно значительна, какъ это видно изъ слѣдующей таблички:

широта	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45^0
поправка	— 1.97	1.94	1.85	1.70	1.51	1.27	0.98	0.67	0.34	0.00 *мм*
широта	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90^0
поправка	+ 0.00	0.34	0.67	0.98	1.27	1.51	1.70	1.85	1.94	1.97 *мм*

Слѣдовательно, при переходѣ отъ экватора къ полюсамъ поправка измѣняется на 3.94 *мм*.

Поправка отъ высоты:

высота въ *м* . .	1000	2000	3000	4000	5000	6000
поправка въ *мм*.	— 0.13	0.23	0.31	0.36	0.40	0.42

4) Ртуть въ барометрѣ стоитъ вообще ниже, вслѣдствіе капиллярности. Величина поправки зависитъ отъ внутренняго діаметра барометрической камеры. Если діаметръ камеры не менѣе 16 *мм*, то этой поправкой можно пренебречь.

5) Наконецъ, всякій барометръ имѣетъ еще свою *постоянную* поправку, зависящую отъ несовершенства его устройства. Эту поправку опредѣляютъ изъ многократныхъ его сравненій съ *нормальнымъ* барометромъ центральнаго метеорологическаго учрежденія страны.

Металлическіе барометры. Приборы эти состоятъ изъ герметически замкнутой тонкостѣнной металлической полости, внутри которой воздухъ разрѣженъ. Внѣшнее давленіе уравновѣшивается упругостью металлической оболочки. При измѣненіяхъ давленія металлическая полость деформируется, и эти деформаціи передаются системой чувствительныхъ рычаговъ подвижному индексу. Въ металлическомъ барометрѣ Бурдона эта полость имѣетъ форму изогнутой тонкостѣнной трубки, закрѣпленной посерединѣ. При измѣненіяхъ давленія свободные концы ея сближаются или расходятся. Эти перемѣщенія передаются стрѣлкѣ, движущейся передъ циферблатомъ. Весь приборъ помѣщенъ въ коробкѣ. Въ анероидахъ Види трубка замѣнена круглой металлической коробкой, изъ которой воздухъ выкачанъ. При измѣненіяхъ давленія желобчатое дно коробки выпучивается или вдавливается, и эти движенія передаются индексу.

Изученіе металлическихъ барометровъ. Чтобы металлическій барометръ обратить въ *измѣрительный* приборъ, необходимо тщательно изучить каждый экземпляръ отдѣльно и опредѣлить его поправку. Опытъ показалъ, что поправка анероида не остается безъ измѣненія. Она измѣняется съ измѣненіемъ давленія, съ измѣненіемъ температуры, а также съ теченіемъ времени (вслѣдствіе измѣненія, съ теченіемъ времени, упругости металлической коробки). Если не требуется особенной точности, то можно ограничиться опредѣленіемъ *средней* поправки по отношенію къ ртутному барометру станціи. Съ этой цѣлью станемъ одновременно отсчитывать, при различныхъ давленіяхъ и различныхъ температурахъ, показанія анероида, ртутнаго барометра и термометра и находить поправки, т. е. разности между показаніями анероида и ртутнаго барометра. Допустимъ, что всего произведено 30 сравненій. Этими наблюденіями можно воспользоваться различными способами. Мы можемъ, во-первыхъ, ограничиться нахожденіемъ *общей средней* поправки. Но можно всѣ наблюденія распредѣлить по группамъ. Къ первой группѣ отнести всѣ наблюденія, произведенныя при давленіяхъ, напримѣръ, отъ 730 до 739 *мм* включительно; ко второй группѣ — наблюденія при давленіяхъ отъ 740 до 749 *мм* и т. д. и для каждой группы найти среднюю поправку. Но этимъ путемъ мы можемъ опредѣлить поправки только въ тѣхъ предѣлахъ, въ какихъ происходятъ колебанія барометра въ мѣстѣ наблюденія. Въ Одессѣ, напримѣръ, на уровнѣ станціи барометръ никогда не опускался ниже 729 *мм*. Между тѣмъ анероиды примѣняются при гипсометрическихъ съемкахъ горъ, гдѣ давленіе па-

даетъ до 700, 650 *мм* и ниже. Для опредѣленія полной поправки, нужно имѣть особый приборъ, въ которомъ можно было бы искусственно понижать давленіе и измѣнять температуру въ возможно болѣе широкихъ предѣлахъ. Общій способъ повѣрки изложенъ въ книгѣ моей «Метеорологія», ч. I, стр. 482 и далѣе.

Гипсотермометры. Третій способъ опредѣленія давленія вытекаетъ изъ того общеизвѣстнаго факта, что упругость паровъ кипящей воды равна внѣшнему давленію. Но упругость насыщенныхъ водяныхъ паровъ при различныхъ температурахъ точно опредѣлена. Остается, слѣдовательно, измѣрить непосредственно температуру паровъ кипящей воды и въ таблицахъ найти соотвѣтствующую упругость, выраженную въ миллиметрахъ ртутнаго столба. Эта упругость и дастъ намъ давленіе воздуха. Для опредѣленія температуры кипѣнія примѣняется *гипсометрическій кипятильникъ* (рис. 59). Способъ этотъ можетъ дать очень точные результаты при условіи крайней чувствительности и точности термометра. Какъ велика должна быть чувствительность термометра, можно видѣть изъ слѣдующаго. Вблизи 100° измѣненіе давленія на 0.27 *мм* измѣняетъ точку кипѣнія на 0.01°; такимъ образомъ, если мы желаемъ при помощи гипсотермометра опредѣлять давленіе съ точностью до 0.1 *мм*, то необходимо, чтобы нашъ термометръ измѣрялъ температуру съ точностью до $\frac{1^0}{300}$.

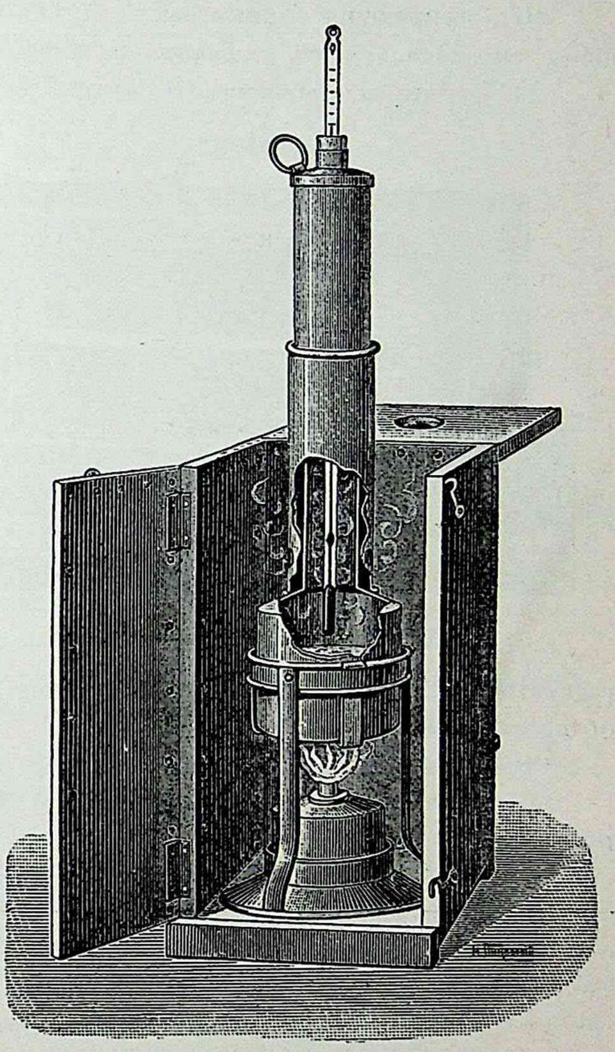


Рис. 59.

Приведемъ еще числа, показывающія, какъ постепенно измѣняется температура кипѣнія воды по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью:

давленіе въ *мм*	высота въ *м*	точка кипѣнія
760.00	0	100°
707.27	570	98
611.00	1740	94
595.95	2940	90
417.02	4800	84.

Регистрирующіе барометры. Для записыванія *непрерывныхъ* измѣненій давленія служатъ *самопишущіе барометры*, или *барографы*.

1) Металлическій барографъ Ришара (рис. 60) состоитъ изъ ряда коробокъ, напоминающихъ коробки анероида и наложенныхъ другъ на друга. Верхняя крышка верхней коробки перемѣщается вверхъ и внизъ при измѣненіяхъ давленія, и эти перемѣщенія передаются рычагу, на концѣ котораго находится перо. Барографъ этотъ подробно описанъ въ «Инструкціи Главной Физической обсерваторіи».

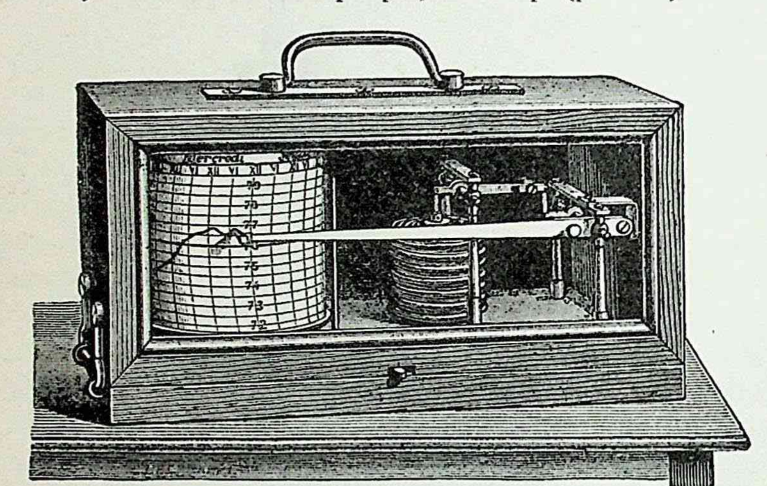


Рис. 60.

2) Фотографически-регистрирующій барографъ системы Кью.

3) Барографы Вильда, Шпрунга и Неклѣевича, основанные на принципѣ вѣсового барометра.

Принципъ вѣсового барометра. Представимъ себѣ (рис. 61) чашечный барометръ *BCno*. Трубка его поддерживается нитью, перекинутою черезъ блокъ *X*, на другомъ концѣ которой прикрѣпленъ грузъ *G*. Какъ великъ грузъ *G*, который можетъ уравновѣсить барометрическую трубку со ртутью? Чтобы опредѣлить этотъ грузъ, нужно разсмотрѣть всѣ давленія, которыя претерпѣваетъ барометрическая трубка; алгебраическая сумма ихъ, очевидно, будетъ равна вѣсу *G*. На приборъ нашъ дѣйствуютъ слѣдующія силы: 1) вѣсъ *P* стеклянной трубки; 2) давленіе воздуха сверху внизъ, измѣряемое вѣсомъ столба ртути *acdb*; 3) давленіе столбовъ ртути *ngrm* и *hops* на горизонтальныя стѣнки *mr* и *sp* по тому же направленію; 4) давленіе снизу вверхъ, равное вѣсу столбовъ ртути *efgc* и *ikhd*; 5) давленіе снизу вверхъ, равное вѣсу

ртути, вытѣсненной стѣнками трубки *at* и *bu*, погруженными въ жидкость. Суммируя всѣ эти давленія и пренебрегая давленіемъ ртути, вытѣсненной стѣнками, найдемъ, что грузъ *G* долженъ равняться вѣсу стекла, сложенному съ вѣсомъ столба ртути *aefrmnopsikb* (вѣсомъ всей поднятой въ барометрѣ ртути). Такимъ образомъ, при измѣненіяхъ давленія должно измѣняться равновѣсіе всей нашей системы. Прикрѣпимъ нашу трубку на оконечности одного плеча вѣсовъ, а на другомъ концѣ повѣсимъ соотвѣтствующій противовѣсъ. Очевидно, что, при измѣненіяхъ давленія, коромысло вѣсовъ будетъ наклоняться то въ одну, то въ другую сторону. Если къ серединѣ коромысла вѣсовъ прикрѣпить стрѣлку, которая двигалась бы передъ дугой, раздѣленной, опытнымъ путемъ, на части, то дѣленіе, указанное въ извѣстный моментъ стрѣлкой, дастъ намъ соотвѣтствующее давленіе.

Барографъ Вильда. На выше изложенномъ принципѣ Вильдъ построилъ свой регистрирующій барографъ. Въ приборѣ Вильда къ серединѣ коромысла вѣсовъ прикрѣплена стрѣлка, конецъ которой снабженъ (перпендикулярно къ ней) карандашемъ или штифтикомъ. Передъ концомъ его движется бумажная лента. Если высота барометра не измѣняется, то вѣсы находятся въ равновѣсіи, и карандашъ чертитъ прямую линію; но если, въ теченіе извѣстнаго времени, давленіе увеличивается или уменьшается, вслѣдствіе чего коромысло наклоняется въ ту или другую сторону, то карандашъ чертитъ на бумажной лентѣ нѣкоторую кривую линію. Въ барометрѣ Вильда штифтикъ не постоянно прикасается къ бумагѣ, а только придавливается къ ней, помощью извѣстнаго механизма, черезъ равные промежутки времени. Штифтикъ, ставящій точки на бумагѣ, находится между вилокъ, прикрѣпленныхъ къ рычагу, могущему качаться около нѣкоторой оси. Къ этому рычагу прикрѣпленъ якорь, находящійся передъ полюсами электромагнита. Черезъ каждыя 10 минутъ токъ замыкается, якорь притягивается къ электромагниту, и, слѣдовательно, рычагъ наклоняется; вмѣстѣ съ нимъ опускаются вилки, и штифтикъ, придавливаясь къ бумагѣ, оставляетъ на ней точку; въ то же время токъ прерывается, и штифтикъ отходитъ отъ бумаги. Описанный механизмъ вращаетъ въ то же время валики и приводитъ въ движеніе бумагу. Въ барографѣ Неклѣевича, конструированномъ механикомъ Тимченко, барометрическая трубка укрѣплена неподвижно, а чашка подвѣшена на плечѣ вѣсовъ. Въ приборѣ этомъ можно мѣ-

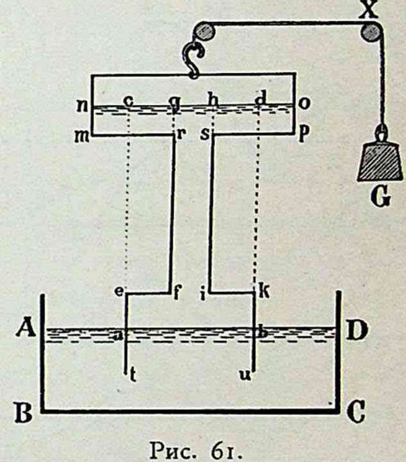


Рис. 61.

нять чувствительность. Въ барографѣ Неклѣевича, функціонирующемъ въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета, паденію давленія на 1 *мм* соотвѣтствуетъ перемѣщеніе стрѣлки на 7 *мм*.

Разработка барограммъ. Разработка лентъ барографа (барограммъ) совершенно тождественна съ разработкой лентъ термографа, изложенной подробно въ главѣ X (стр. 147—150).

Суточныя колебанія давленія. Суточныя измѣненія давленія существенно отличаются отъ суточныхъ измѣненій температуры тѣмъ, что они въ теченіе сутокъ имѣютъ *два максимума* и *два минимума*. Наибольшую правильность они обнаруживаютъ въ тропическомъ поясѣ, гдѣ колебанія эти могутъ быть констатированы наблюденіями даже одного дня; но, по мѣрѣ удаленія отъ экватора, правильность ихъ все болѣе и болѣе замаскировывается и можетъ быть открыта лишь методомъ среднихъ чиселъ изъ болѣе или менѣе длиннаго ряда наблюденій. Въ тропическомъ поясѣ эти колебанія имѣютъ наибольшую амплитуду (2—3 *мм*); амплитуда уменьшается къ полюсамъ. Колебанія связаны съ солнечнымъ временемъ, а не съ луннымъ; слѣдовательно, допущеніе, что эти колебанія аналогичны океаническимъ «приливамъ и отливамъ», исключается.

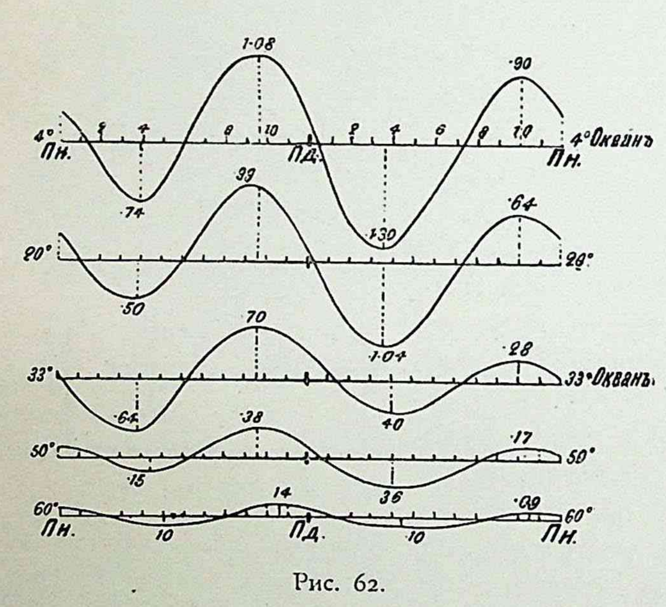


Рис. 62.

Графически суточный ходъ давленія въ различныхъ широтахъ представленъ на рис. 62. Изъ чертежа видно, что, въ общемъ, первый минимумъ наступаетъ между 3 и 4 часами утра, за которымъ слѣдуетъ первый максимумъ около 9—10 ч. утра; второй минимумъ наблюдается въ 3—4 часа пополудни, а второй максимумъ въ 9—10 часовъ вечера. Рыкачевъ открылъ существованіе, въ зимніе мѣсяцы умѣреннаго пояса, третьяго слабаго максимума въ ночные часы. Обѣ волны давленія несимметричны. Дневное колебаніе почти вездѣ больше ночного. Послѣполуденный минимумъ глубже утренняго. Утренній максимумъ выше вечерняго. Въ частности, въ Одессѣ суточный ходъ давленія совершается въ слѣдующихъ предѣлахъ:

	высота барометра въ *мм*	отклоненіе отъ средняго въ *мм*	время наступленія
первый минимумъ. .	758.69	—0.14	4 час. утра
» максимумъ .	759.16	+0.33	10 » »
второй минимумъ. .	758.55	—0.28	4 » пополудни
» максимумъ .	758.93	+0.10	10 » »

Сопоставляя суточный ходъ давленія въ различныхъ пунктахъ, нетрудно убѣдиться, что характеръ его зависитъ отъ мѣстныхъ условій и метеорологическихъ факторовъ. Суточный ходъ на островахъ и берегахъ, особенно лѣтомъ, отличается тѣмъ, что послѣполуденный минимумъ ослабленъ, а утренній — усиленъ. Утренній максимумъ, въ сравненіи съ вечернимъ, развитъ меньше; наступленіе утренняго максимума запаздываетъ до 1 ч. дня. Въ долинахъ послѣполуденный минимумъ очень глубокъ, а утренній слабъ; замѣчательно также раннее наступленіе и усиленіе утренняго максимума, запозданіе и незначительность вечерняго максимума. На склонахъ и на вершинахъ горъ обнаруживаются, по отношенію къ сосѣднимъ, болѣе низкимъ, мѣстамъ, тѣ же особенности, какія отмѣчены на береговыхъ станціяхъ по отношенію къ внутренности страны, т. е. утренній минимумъ очень глубокъ, послѣполуденный — ослабленъ. Точки поворота въ тропическихъ странахъ остаются безъ измѣненія. Въ болѣе высокихъ широтахъ утренній максимумъ запаздываетъ, а послѣполуденный минимумъ наступаетъ въ 5 часовъ (рис. 62).

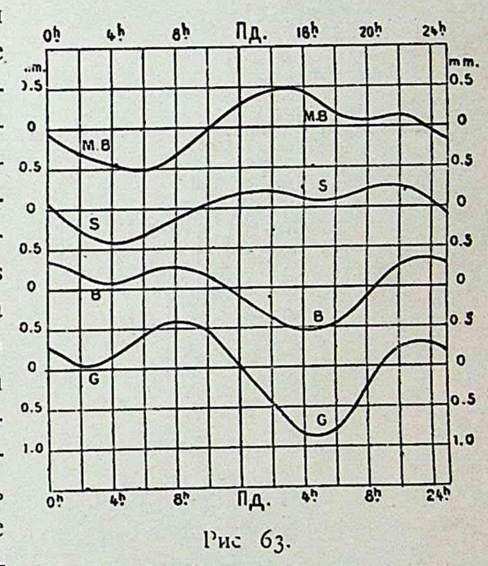


Рис 63.

Вліяніе высоты можно видѣть на рис. 63, на которомъ представленъ суточный ходъ давленія въ іюлѣ 1887 года въ Женевѣ (408 *м* высоты, кривая *G*), въ Бернѣ (573 *м*, кривая *B*), на Сэнтисѣ (2467 *м*, кривая *S*) и на Монбланѣ (4811 *м*, кривая *MB*).

Изъ этого чертежа видно, что на горахъ суточный ходъ давленія видоизмѣняется до неузнаваемости. Въ дневные часы барометръ стоитъ выше, а въ ночные — ниже, такъ что кривая давленія похожа на кривую температуръ. Утренній максимумъ и послѣполуденный минимумъ съ высотою запаздываютъ.

Въ пасмурные дни амплитуды меньше, точки поворота придвинуты къ полудню, и весь суточный ходъ выраженъ рѣзче. На рис. 64 изображенъ суточный ходъ давленія въ дни ясные и пасмурные въ среднихъ широтахъ. Въ тропическомъ поясѣ, въ дождливое время, амплитуды уменьшаются, а точки поворота остаются безъ измѣненія.

Въ среднихъ и высшихъ широтахъ, при переходѣ отъ зимы къ лѣту, критическія точки отодвигаются отъ полудня, къ зимѣ онѣ приближаются къ полудню; кромѣ того, зимнія амплитуды меньше лѣтнихъ.

Попытки объясненія суточнаго хода. До настоящаго времени, не существуетъ строгаго объясненія суточнаго колебанія давленія. Большая часть метеорологическихъ явленій обусловлена дѣйствіемъ солнечной энергіи и связана съ суточными измѣненіями температуры. Но суточное измѣненіе температуры имѣетъ одинъ максимумъ и одинъ минимумъ, между тѣмъ, въ ходѣ давленія наблюдается два максимума и два минимума. Не будемъ останавливаться здѣсь на объясненіи, исходящемъ изъ того положенія, что общее давленіе атмосферы равно суммѣ давленій атмосферы сухого воздуха и самостоятельной атмосферы паровъ. Несостоятельность такого допущенія доказана выше. Нѣкоторый намекъ на возможность болѣе строгаго рѣшенія вопроса о суточныхъ колебаніяхъ давленія даетъ намъ, такъ называемый, гармоническій анализъ. При помощи особаго аналитическаго пріема, возможно разложить сложное колебаніе извѣстнаго періода на составныя его части. При этомъ разложеніи, мы получаемъ, прежде всего, *первую* періодическую часть; она обнимаетъ всѣ элементы явленія, которые, въ теченіе прежняго періода, проходятъ *одинъ* разъ всѣ возможныя значенія; далѣе, выдѣляемъ *вторую* періодическую часть, въ которой всѣ элементы пробѣгаютъ, въ теченіе того же періода, *два* раза всѣ значенія и т. д.

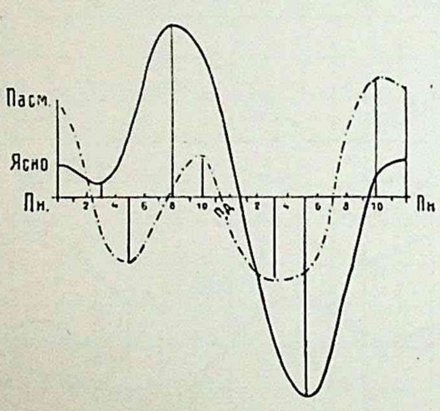


Рис. 64.

Изложимъ здѣсь элементарный пріемъ для разложенія сложнаго суточнаго колебанія барометра на составныя его части (гармоническіе конституэнты).

Подыщемъ такую эмпирическую формулу, которая бы выражала суточный ходъ давленія. Эта формула должна давать, для различныхъ часовъ сутокъ, періодически повторяющіяся значенія; такому условію удовлетворяетъ тригонометрическая функція. Если высоту барометра въ извѣстный часъ (h) дня обозначимъ черезъ y, то

$$y = a Sin\ (30\ h). \qquad (81)$$

И дѣйствительно, если

$$h = 0,\ 1,\ 2,\ 3,\ 4,\ \ldots 6,\ 7,\ 8,\ 9,\ \ldots,$$

то

$$y = 0,\ \frac{a}{2},\ \frac{a\sqrt{3}}{2},\ a,\ \frac{a\sqrt{3}}{2},\ \ldots 0,\ -\frac{a}{2},\ -\frac{a\sqrt{3}}{2},\ -a,\ \ldots,$$

т. е. величина, вычисленная по формулѣ (81), претерпѣваетъ періодическія колебанія, измѣняясь отъ нѣкотораго максимума a до минимума $-a$; въ теченіе 24 часовъ она проходитъ два раза черезъ максимумъ и два раза черезъ минимумъ. Амплитуда колебаній равна $2a$; періодъ — 12 часовъ. Такимъ образомъ, формула (81) можетъ служить, приблизительно, аналитическимъ выраженіемъ суточнаго хода давленія. Примѣнимъ ее къ тропическому поясу. Въ тропическомъ поясѣ средняя амплитуда колебаній равна 2 *мм*; слѣдовательно, для тропическаго пояса формула наша приметъ видъ

$$y = 1.\ Sin\,(30\,h) = Sin\,(30\,h). \tag{82}$$

Но, вычисляя по этой формулѣ давленія для разныхъ часовъ сутокъ, найдемъ, что первый максимумъ падаетъ на три часа ночи; между тѣмъ, въ дѣйствительности, первый минимумъ имѣетъ мѣсто въ 4 часа утра и равенъ 1.0 *мм*. Очевидно, что нашу формулу необходимо видоизмѣнить такъ, чтобы при $h = 4$ она давала $y = -1.0$. Для этого остается только видоизмѣнить величину, стоящую подъ знакомъ синуса такимъ образомъ, чтобы

$$y = Sin\,(30 \times 4 + x) = -1,$$

откуда $x = 150^0$. Исправленная формула будетъ имѣть видъ

$$y = Sin\,(30\,h + 150^0). \tag{83}$$

Если бы эта формула служила точнымъ выраженіемъ хода суточныхъ колебаній давленія, то, вычисливъ по этой формулѣ давленія и сравнивъ ихъ съ дѣйствительными, мы должны были бы получить тождественныя числа. Оказывается, однако, что этого нѣтъ на самомъ дѣлѣ, и между вычисленными и наблюденными числами существуетъ разница. Разсматривая эти разности, мы замѣтимъ, что онѣ, въ свою очередь, распредѣлены по нѣкоторому закону: въ одну половину сутокъ разницы положительны, въ другую — отрицательны; начиная отъ полуночи, онѣ возрастаютъ къ 7 час. утра, потомъ уменьшаются до минимума и опять увеличиваются. Наибольшая величина отклоненія отъ средняго равна 0.29 *мм*. Слѣдовательно, и сама разность можетъ быть выражена кривой съ однимъ суточнымъ максимумомъ (7 час. утра) и однимъ минимумомъ (7 час. веч.). Изъ этого можно заключить, что суточныя колебанія давленія обусловливаются не одной, а двумя при-

чинами: одна причина вызываетъ колебанія съ 2-мя максимумами и 2-мя минимумами (т. е. колебанія полусуточныя), другая — суточныя. Отсюда слѣдуетъ, что формула (83) не вполнѣ выражаетъ явленіе, а только первую часть его. Постараемся выразить еще и вторую часть — суточное колебаніе, зависящее отъ какой-то другой причины, періодически, разъ въ сутки, повторяющейся. Разсуждаемъ совершенно такъ же, какъ и прежде: вторая причина вызываетъ періодичность, значитъ, она должна быть выражена тригонометрической формулой. Пусть эта формула будетъ $y_1 = b\ Sin\ (15\ h)$. Въ этой формулѣ множитель b по прежнему равенъ половинѣ амплитуды, т. е. 0.29 *мм*; слѣдовательно, $y_1 = 0.29\ Sin\ (15\ h)$. Эта формула должна давать максимумъ въ 7 час. утра. Оказывается, однако, что по ней максимумъ приходится на 6 час. Стало быть, подъ знакомъ синуса нужно прибавить какую-то величину такъ, чтобы $y_1 = 0.29\ Sin\ (15 \times 7 + x_1) = 0.29$; откуда $x_1 = -15^0$ или 345^0 (дополненіе до 360^0). Значитъ, второй гармоническій конституентъ будетъ

$$y_1 = 0.29\ Sin\ (15\ h + 345^0). \qquad (84)$$

Такимъ образомъ, мы разложили сложное явленіе на 2 колебанія: одно *полусуточное* и другое *суточное*, и полный ходъ колебанія барометра окончательно выразится такъ:

$$Y = Sin\ (30\ h + 150^0) + 0.29\ Sin\ (15\ h + 345^0). \qquad (85)$$

Очевидно, что первая причина могущественнѣе второй, такъ какъ она даетъ полуколебаніе въ 1 *мм*, а вторая въ 0.29 *мм*. Можно было бы провѣрить послѣднюю формулу и найти еще третій членъ; но, въ дѣйствительности, вліяніе третьей причины такъ ничтожно, что производимымъ ею колебаніемъ можно пренебречь. Если произведемъ такое разложеніе для большого числа пунктовъ, лежащихъ въ различныхъ широтахъ, и сравнимъ между собою ихъ амплитуды и фазы (добавочный уголъ подъ знакомъ синуса), то замѣтимъ слѣдующее.

1) *Полусуточныя* колебанія обнаруживаютъ замѣчательную правильность. Время наступленія точекъ поворота, на всемъ земномъ шарѣ до 60^0 широты, почти одно и то же (максимумъ въ 9 — 10 час. утра и въ 9 — 10 час. вечера, минимумъ въ 3 — 4 часа утра и 3 — 4 часа дня). Волна полусуточнаго колебанія, съ двумя гребнями, въ теченіе сутокъ обтекаетъ весь земной шаръ. Волна эта у экватора подается нѣсколько впередъ и отстаетъ по мѣрѣ удаленія отъ него. Амплитуды колебаній уменьшаются къ полюсамъ, отъ 0.98 до 0.09 *мм*. Амплитуды эти обнаруживаютъ *годовой* ходъ. Онѣ достигаютъ наибольшей и наименьшей величины въ одно и то же время. Максимумъ наступаетъ во время равноденствій, а минимумъ — во время солнцестояній. Но въ іюнѣ этотъ минимумъ меньше, чѣмъ въ декабрѣ. Амплитуды, на всемъ

земномъ шарѣ, въ перигеліи нѣсколько больше, чѣмъ въ афеліи. Фазы и амплитуды почти не зависятъ отъ состоянія погоды. Ясно, слѣдовательно, что полусуточное колебаніе имѣетъ общее происхожденіе и не зависитъ отъ земныхъ вліяній.

2) Разсматривая гармоническій конституентъ *суточнаго* хода, можно видѣть, что какъ амплитуды, такъ и фазы весьма различны и мѣняются въ зависимости отъ мѣстныхъ условій. Слѣдовательно, эту суточную волну можно разсматривать, какъ пертурбацію въ полусуточной, и ходъ ся имѣетъ исключительно мѣстное происхожденіе. Нетрудно даже прослѣдить, въ отдѣльныхъ случаяхъ, характеръ этой пертурбаціи. Напримѣръ, на вершинѣ Монблана, первый максимумъ запаздываетъ до 3 ч. пд. и сильно увеличенъ: дневной минимумъ и вечерній максимумъ почти исчезаютъ; кривая представляетъ одинъ максимумъ и одинъ минимумъ, которые почти совпадаютъ съ максимумомъ и минимумомъ дневной температуры. Нетрудно понять этотъ ходъ. Ночью воздухъ охлажденъ, поверхность уровня понижена; количество воздуха, находящагося надъ вершиной, уменьшено; слѣдовательно, давленіе понижено. Днемъ имѣетъ мѣсто обратное. Воздухъ расширенъ, поверхность уровня приподнята, количество воздуха надъ вершиной увеличено; слѣдовательно, давленіе выше нормальнаго. Эти измѣненія, чисто *термическаго* свойства, накладываются на общее полусуточное колебаніе и даютъ дѣйствительное измѣненіе давленія на Монбланѣ:

1 мин.	1 макс.	2 мин.	2 макс.
—0.5	0.5	0.1	0.3
5 ч. пн.	3 ч. пд.	8 ч. пд.	10 ч. пд.

Вообще, суточная волна можетъ быть объяснена дѣйствіемъ инсоляціи на нижніе слои нашей атмосферы. Подъ дѣйствіемъ этой инсоляціи происходитъ увеличеніе упругости нижнихъ слоевъ воздуха и образованіе восходящихъ токовъ въ одну половину сутокъ, уменьшеніе упругости и развитіе нисходящихъ токовъ въ другую половину.

Что же касается волны полусуточной, то, до настоящаго времени, не существуетъ удовлетворительнаго объясненія ея происхожденія. Но нельзя сомнѣваться, что и эта волна своимъ происхожденіемъ обязана тоже солнечной инсоляціи, такъ какъ ея фазы тѣсно связаны съ мѣстнымъ временемъ, т. е. съ суточнымъ видимымъ движеніемъ солнца. Нельзя, какъ мы уже замѣтили, приписывать ее дѣйствію тяготѣнія, такъ какъ, въ этомъ случаѣ, выступило бы болѣе сильное вліяніе луны, чего наблюденія не обнаруживаютъ.

Распредѣленіе давленія на земной поверхности; барометрическій градіентъ. Давленіе распредѣлено на земной поверхности крайне неравномѣрно. Для изученія этого распредѣленія можно примѣнить тотъ

же методъ, который былъ использованъ раньше при изученіи распредѣленія температуры, т. е. картографическій. Нужно нанести на карту давленія, *приведенныя*, помощью формулы барометрическаго нивеллированія, къ одному и тому же уровню, напримѣръ, къ уровню океана; точки, имѣющія одно и то же давленіе, соединить кривыми линіями — изобарами. Можно построить карту *мгновенныхъ изобаръ* для извѣстнаго даннаго момента времени или карты *пятидневныхъ*, *мѣсячныхъ* или *годовыхъ* изобаръ, положивъ въ основу ихъ пятидневныя, мѣсячныя или годовыя среднія. Изобары можно строить черезъ каждые 1, 2, 3 и болѣе *мм*. Очевидно, что, если мы будемъ итти вдоль какой-нибудь изобары, то *измѣненіе* давленія равно нулю. Наибольшее измѣненіе давленія происходитъ по нормали къ изобарѣ. Если обратимся къ картамъ изобаръ, то замѣтимъ, что изобары представляютъ въ высшей степени изогнутыя линіи; нѣкоторыя изъ нихъ имѣютъ форму замкнутыхъ контуровъ, окаймляющихъ области высокихъ или низкихъ давленій. Изобары не одинаково густо расположены одна относительно другой. Все это служитъ доказательствомъ того, что давленіе на земной поверхности распредѣлено крайне неравномѣрно.

Если построимъ карты послѣдовательно для всѣхъ дней или мѣсяцевъ года, то замѣтимъ, что изобары, отъ одного дня къ другому или отъ одного мѣсяца къ другому, претерпѣваютъ послѣдовательныя измѣненія, подчиняющіяся извѣстной законности. Въ этой части нашей книги ограничимся краткимъ обозрѣніемъ средняго распредѣленія давленія въ январѣ и іюлѣ.

Въ январѣ (рис. 65) вдоль экватора тянется поясъ слабаго давленія (барическій экваторъ). Внутри этого пояса среднее давленіе ниже 760 *мм;* надъ материкомъ Южной Африки оно падаетъ до 756 *мм*, а на сѣверо-западѣ Новой Голландіи — до 752 *мм*. Къ сѣверу отъ барическаго экватора давленіе постепенно повышается. Надъ океанами оно, около 30° с. ш., достигаетъ максимума, образуя два океаническихъ максимума. Еще сѣвернѣе давленіе опять падаетъ: южнѣе Аляски (въ Тихомъ океанѣ) и южнѣе Исландіи (въ Атлантическомъ) видимъ два замкнутые минимума давленія (752 *мм* и 748 *мм*). Къ полюсу давленіе вновь слабо возрастаетъ. Иной характеръ имѣетъ распредѣленіе давленія надъ сушей. Тутъ среднее январское давленіе непрерывно возрастаетъ и надъ материками Азіи и сѣверной Америки образуетъ сильные максимумы (до 780 *мм* и 768 *мм*); эти высокія давленія, вмѣстѣ съ океаническими максимумами, образуютъ почти непрерывный поясъ высокихъ давленій, окаймляющій сѣверное полушаріе. Къ сѣверу давленіе опять убываетъ. Въ южномъ полушаріи намѣчаются три океаническихъ максимума (764 *мм*), за предѣлами которыхъ давленіе понижается и между 55° — 60° ю. ш. достигаетъ 744 *мм*.

Къ февралю, марту и далѣе указанная схема начинаетъ преобра-

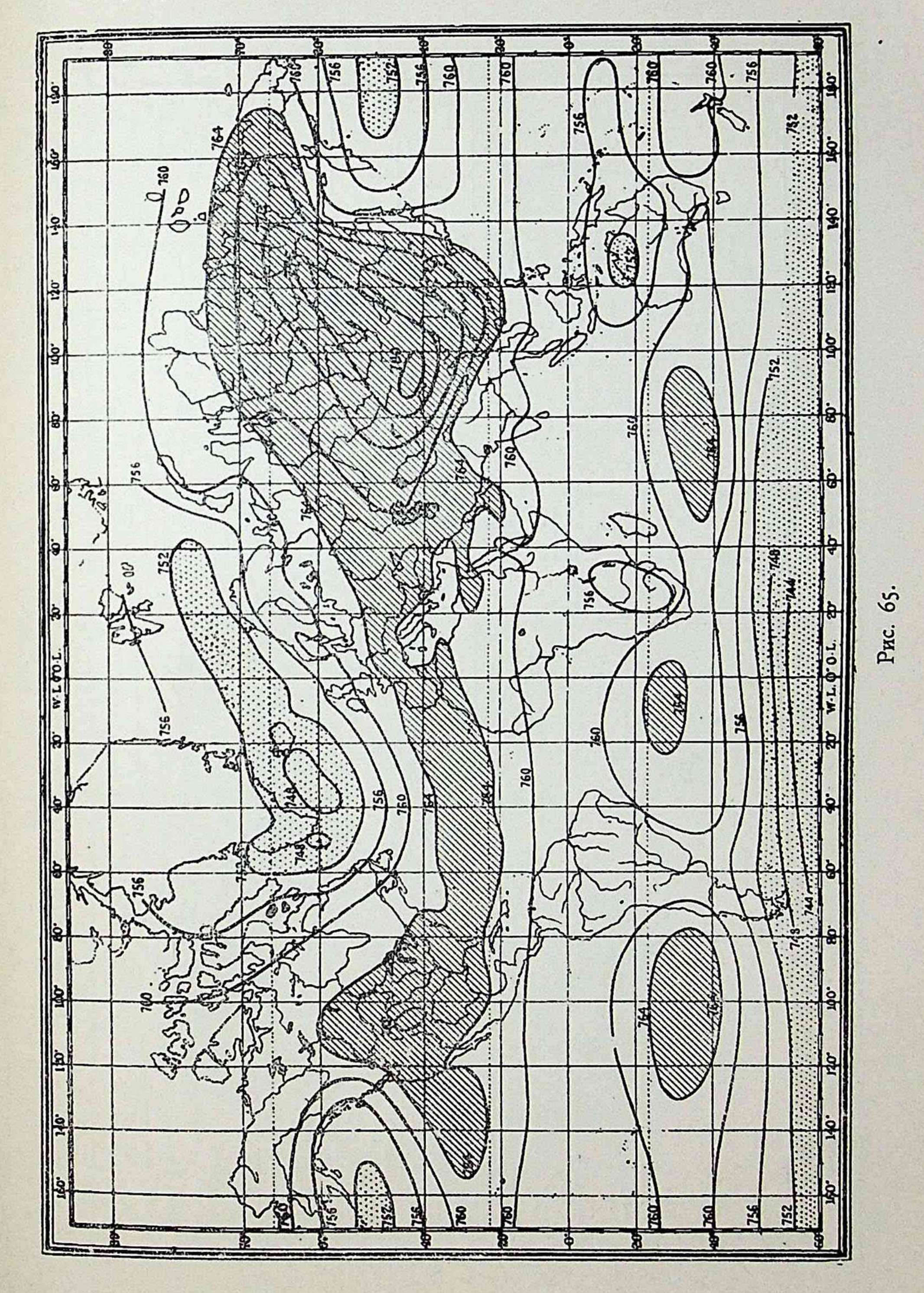


Рис. 65.

зовываться, и къ іюлю вся система кривыхъ представляется намъ въ

слѣдующемъ видѣ (рис. 66). Вся система изобаръ подвинута къ сѣверу.

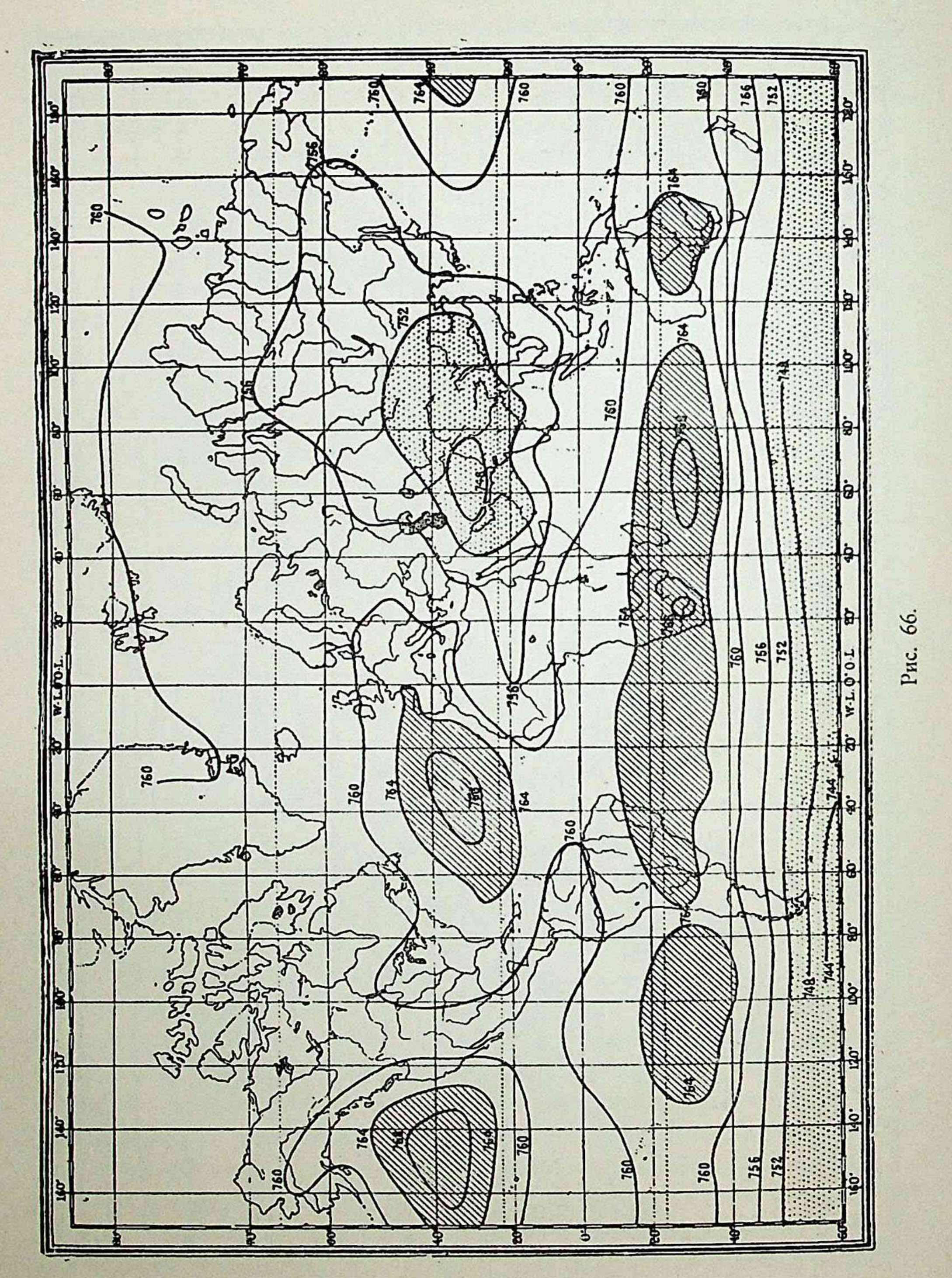


Рис. 66.

Океаническіе максимумы сѣвернаго полушарія расширились и усили-

лись (въ Атлантическомъ океанѣ до 766 *мм*). Минимумы у Исландіи и Аляски исчезли. Барометрическіе максимумы надъ Азіей и Сѣверной Америкой замѣнены минимумами (надъ Азіей 748 *мм*). Въ южномъ полушаріи океаническіе максимумы, вмѣстѣ съ максимумами надъ южными частями материковъ, образуютъ почти сплошное кольцо высокихъ давленій до 40° южной широты. Далѣе къ полюсу давленіе попрежнему убываетъ.

Законы Тейссеранъ-де-Бора. Тейссеранъ-де-Боръ дѣлитъ всѣ области высокихъ и низкихъ давленій на три группы: 1) области годовыя, которыя существуютъ, съ небольшими колебаніями, въ теченіе цѣлаго года; таковы: поясъ слабыхъ давленій вдоль экватора и области высокихъ давленій до 30° с. и ю. ш. надъ всѣми океанами; эти области существуютъ и лѣтомъ и зимою, только лѣтомъ онѣ передвинуты къ сѣверу и интенсивность ихъ немного измѣнена; 2) сезонныя области, которыя существуютъ только въ извѣстное время года; къ этимъ областямъ можно отнести области низкихъ давленій южнѣе Аляски и Исландіи; области эти, какъ мы видѣли, существуютъ только зимой; 3) области обратимыя — это области, въ которыхъ слабое давленіе лѣтомъ смѣняется высокимъ зимой; таковы области, лежащія въ среднихъ широтахъ надъ Азіей, Америкой, Австраліей и южной частью Африки. Если сравнить положеніе областей высокихъ и низкихъ барометрическихъ давленій съ распредѣленіемъ температуры на земной поверхности, то замѣтимъ, что между ними существуетъ зависимость. Подробное изученіе этой связи сдѣлано французскимъ ученымъ Тейсcеранъ-де-Боромъ. Изъ сравненія распредѣленія давленія съ распредѣленіемъ температуры на земной поверхности Тейссеранъ-де-Боръ пришелъ къ слѣдующимъ двумъ законамъ: 1) если въ извѣстной области замѣчается избытокъ теплоты, абсолютный или только по отношенію къ окружающимъ мѣстамъ и географической широтѣ, то въ этой области является стремленіе къ образованію слабаго давленія; на основаніи этого закона легко объяснить образованіе областей слабыхъ давленій надъ южными частями Африки, Австраліи и Америки въ январѣ мѣсяцѣ, а также надъ Азіей и С. Америкой въ іюлѣ мѣсяцѣ; 2) если въ извѣстномъ мѣстѣ замѣчено пониженіе температуры, абсолютное или только по отношенію къ окружающимъ мѣстамъ и географической широтѣ, то въ этомъ мѣстѣ является стремленіе къ образованію барометрическаго максимума. Чтобы подтвердить эти законы, стоитъ только сравнить карты изобаръ, изономалій и изотермъ (рис. 56 и 57). Область слабыхъ давленій вдоль экватора совпадаетъ съ поясомъ наибольшихъ температуръ, который мы называли термическимъ экваторомъ. Этотъ термическій экваторъ, какъ мы видѣли, зимой лежитъ южнѣе, лѣтомъ сѣвернѣе. Мы видимъ затѣмъ, что въ январѣ существуетъ область

слабыхъ давленій южнѣе Исландіи и Аляски; именно, въ этихъ мѣстахъ карты изономалій указываютъ намъ на избытокъ температуры надъ температурами соотвѣтственныхъ параллелей. Обратимыя области надъ Азіей и Америкой вполнѣ совпадаютъ съ областями положительныхъ отклоненій температуры въ іюлѣ и съ областями отрицательныхъ отклоненій въ январѣ.

Но далеко не всѣ особенности въ распредѣленіи давленія можно объяснить термическими причинами. Напримѣръ, распредѣленіе давленія въ области океаническихъ максимумовъ, лежащихъ около 30° с. и ю. ш. не находится ни въ какой зависимости отъ температуры. Въ американскомъ полюсѣ холода не встрѣчаемъ вовсе максимума давленія: барометръ падаетъ съ увеличеніемъ холода до января и впервые начинаетъ подыматься весною. Надъ Сѣверной Америкой давленіе падаетъ къ сѣверу вмѣстѣ съ температурой. Такое же несоотвѣтствіе между давленіемъ и температурой замѣчается въ низшихъ широтахъ южнаго полушарія, гдѣ давленіе непрерывно падаетъ къ полюсу. Дальше мы увидимъ, что эти отступленія обусловлены *динамическими* причинами.

Изъ картъ изобаръ видно, что давленіе на земной поверхности распредѣлено крайне неравномѣрно. Для опредѣленія степени измѣненія давленія въ данномъ мѣстѣ служитъ *барометрическій градіентъ*. Барометрическимъ градіентомъ называютъ измѣненіе давленія на единицу разстоянія (1 градусъ меридіана = 111.1 *км*), считая по нормали къ изобарѣ въ сторону падающаго давленія. Способъ опредѣленія барометрическаго градіента тождественъ съ опредѣленіемъ термометрическаго градіента (см. стран. 162).

Годовыя колебанія давленія. Годовыя колебанія барометра являются простымъ слѣдствіемъ географическаго распредѣленія давленія и его измѣненій. Общій характеръ этихъ колебаній можно установить a priori на основаніи мѣсячныхъ картъ изобаръ. Такъ, напримѣръ, очевидно, что на сѣверо-востокѣ Азіи зимою давленіе должно достигать максимума, а лѣтомъ — минимума. На Исландіи должно быть обратное распредѣленіе, т. е. максимумъ — въ лѣтніе мѣсяцы, а минимумъ — въ январѣ. Вообще, годовыя колебанія можно сгруппировать въ три главныхъ типа.

1) Континентальный типъ: зимою — макс., лѣтомъ — мин.:

	Барнаулъ	Лукъ-Чунъ (42° с. ш., на 17 *м* ниже у. м.)
январь	757.3 *мм*	781.7 *мм*
іюль	730.9 »	752.8 »
амплитуда	16.4 »	28.9 «

2) Океаническій типъ: максимумъ — лѣтомъ, минимумъ — поздней осенью; кромѣ того, отличительной особенностью является второстепенный максимумъ зимою:

Азорскіе острова

іюль	766.8 *мм*	январь	763.5 *мм*	вторичные макс. и мин.
ноябрь	761.7 »	августъ	762.4 »	
амплитуда	5.1 »	амплитуда	1.1 »	

Второй отличительной чертой является малая амплитуда колебаній:

Бермудскіе острова

іюнь	764.9 *мм*	январь	764.7 *мм*	вторичные макс. и мин.
октябрь	762.0 »	апрѣль	762.4 »	
амплитуда	2.9 »	амплитуда	2.3 »	

3) Арктическій и субарктическій типъ: максимумъ — въ апрѣлѣ или маѣ, а минимумъ — въ февралѣ или январѣ. Приведемъ числа для сѣверныхъ береговъ Европы, указывающія отступленія отъ средняго давленія:

апрѣль	+ 3.7 *мм*
январь	— 5.5 »
амплитуда . . .	9.2 » .

На горахъ зимою давленіе понижается, а лѣтомъ повышается:

	высота	минимумъ	максимумъ	разность
С. Бернаръ . .	2466	559.3 (мартъ)	568.5 іюль	9.2 *м*
Зоннбликъ . .	3106	514.4 »	525.0 »	10.6 »
Пайксъ-Пикъ .	4308	443.4 (февраль)	459.6 »	16.2 »

Шпиталеръ, Феррель и Шпрунгъ вычислили также среднія давленія отдѣльныхъ параллелей. Изъ составленныхъ этими учеными таблицъ видно, что поясъ наиболѣе слабаго давленія (барометрическій экваторъ) находится, въ годовыхъ среднихъ, подъ 10^0 с. ш., въ январѣ — подъ 10^0 ю. ш., а въ іюлѣ — подъ 15^0 с. ш. Океаническій максимумъ держится около 30^0 — 40^0 с. и ю. ш. Въ январѣ въ сѣверномъ полушаріи давленіе убываетъ до 80^0 с. ш.; въ іюлѣ оно уменьшается до 70^0 с. ш., а затѣмъ опять возрастаетъ. Въ южномъ полушаріи давленіе во всѣ времена года быстро падаетъ къ югу (до 50^0 ю. ш.). Бросается также въ глаза, что въ каждомъ полушаріи давленіе въ зимнее время больше, чѣмъ въ лѣтнее; явленіе происходитъ такъ, какъ будто часть воздуха оттекаетъ въ то полушаріе, на которомъ наблюдается зима, что согласно съ тѣми эмпирическими законами, которые формулированы Тейссеранъ-де-Боромъ (стр. 183).

Крайнія пониженія и повышенія давленія. Въ заключеніе, приведемъ крайнія пониженія и повышенія давленія, наблюдавшіяся до настоящаго времени на земномъ шарѣ. Наиболѣе *низкія* стоянія барометра, на уровнѣ моря, отмѣченныя въ книгѣ Ганна:

2 августа 1891 года	. . . . .	686.3 *мм*	въ Китайскомъ морѣ,
4 февраля 1824 »	. . . . .	692.0 »	» Рейкіавикѣ (Исландія),
8 декабря 1886 »	. . . . .	693.5 »	» Бельфастѣ.

Наиболѣе *высокія*:

16 декабря	1877	года	. .	802.0 *мм*,	Томскъ,
» »	1900	»	. .	803.4 »,	Барнаулъ,
23 января	1900	»	. .	808.7 »,	» .

Но дѣло въ томъ, что эти давленія даны по приведеніи барометра къ уровню моря, т. е. представляютъ нѣкоторыя фиктивныя числа, особенно для Барнаула, высота котораго 170 *м*, а поправка равна 19 *мм*. Ближе къ дѣйствительной величинѣ давленіе въ Томскѣ, высота котораго 73.5 *м*, а поправка 8.6 *мм*. Въ январѣ 1907 года (20—24 января) въ восточной части Европы наблюдали исключительно высокое давленіе. На станціяхъ, высота которыхъ надъ уровнемъ моря крайне незначительна, отмѣчено:

22 января	Гельсингфорсъ	799.0 *мм*	на 38.4 *мм*	выше январск. средняго
» »	Петербургъ .	798.8 »	» 36.8 »	» » »
» »	Рига	799.8 »	» 37.4 »	» » »
» »	Виндава . . .	799.8 »	» 38.1 »	» » »

Это наиболѣе высокія давленія, когда-либо непосредственно наблюдавшіяся на земной поверхности. Въ Одессѣ барометръ 24 января достигъ 794.0 *мм*. Такимъ образомъ, можно принять, что давленіе, на уровнѣ океана, колеблется въ предѣлахъ 113.5 *мм*.

XII.

Образованіе гидрометеоровъ.

Общая причина образованія осадковъ. Намъ извѣстно, что вода въ атмосферѣ испытываетъ различныя преобразованія, переходя изъ одного физическаго состоянія въ другое. Переходы эти сопровождаются выдѣленіемъ или поглощеніемъ нѣкотораго количества тепла (скрытое тепло плавленія и испаренія), а также измѣненіемъ многихъ ея физи-

ческихъ свойствъ (плотности, теплоемкости и т. под.). Причины, вызывающія эти трансформаціи, могутъ быть весьма разнообразны; отсюда понятно то разнообразіе *водяныхъ осадковъ*, или *гидрометеоровъ*, которое мы наблюдаемъ въ природѣ. Совокупность этихъ явленій составляетъ, въ широкомъ смыслѣ этого слова, замкнутую цѣпь *круговорота* воды на земной поверхности.

Переходъ воды изъ газообразнаго состоянія въ жидкое, а также изъ жидкаго въ твердое, обусловливается въ нашей атмосферѣ, вообще, охлажденіемъ. Въ частности, конденсація паровъ можетъ быть вызвана разнообразными причинами:

1) лучеиспусканіемъ поверхности почвы къ холодному междупланетному пространству или къ холоднымъ верхнимъ слоямъ атмосферы;

2) прикосновеніемъ массъ влажнаго воздуха къ поверхности, охлажденной предшествовавшими холодами;

3) испареніемъ съ поверхности, имѣющей болѣе высокую температуру, въ среду болѣе низкой температуры;

4) непосредственнымъ лучеиспусканіемъ влажныхъ массъ воздуха къ сильно охлажденной поверхности земли или къ средѣ болѣе низкой температуры;

5) смѣшеніемъ двухъ, насыщенныхъ или близкихъ къ насыщенію, массъ воздуха, имѣющихъ различныя температуры;

6) адіабатическимъ расширеніемъ воздуха.

Образованіе росы и инея; первоначальная теорія Леруа и Уэльса. Мы уже знаемъ, что послѣ заката солнца, когда приходъ солнечнаго тепла прекращается, выступаетъ въ полной силѣ ночное лучеиспусканіе. Поверхность почвы охлаждается; охлаждаются также прилегающіе къ ней слои воздуха, и содержащіеся въ нихъ пары воды болѣе и болѣе приближаются къ состоянію насыщенія; наконецъ, наступаетъ моментъ, когда пары начинаютъ осаждаться на поверхности различныхъ предметовъ. Если осажденіе происходитъ при температурѣ выше нуля, то получается *роса;* при температурѣ ниже нуля осаждающіеся пары образуютъ *иней*. Эта простѣйшая теорія росы и инея формулирована первоначально физиками Леруа и Уэльсомъ. Очевидно, что, съ точки зрѣнія этого объясненія, осажденіе росы, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, будетъ тѣмъ обильнѣе, чѣмъ сильнѣе ночное охлажденіе. Но мы раньше видѣли (глава VI), что охлажденіе вслѣдствіе ночного остыванія тѣмъ интенсивнѣе, чѣмъ яснѣе и безоблачнѣе небо; сильнѣе охлаждаются непроводники, особенно съ черной и шероховатой поверхностью; особенно сильному охлажденію подвержена поверхность, покрытая травой. Сообразно съ этимъ, роса будетъ осаждаться не въ одинаковомъ количествѣ въ зависимости отъ указанныхъ условій погоды и физическихъ свойствъ поверхности. Далѣе, для образованія

росы необходимъ извѣстный запасъ влаги, доставляемый нижними слоями атмосферы; поэтому, обильная роса невозможна при значительной сухости воздуха. Вѣтеръ способствуетъ испаренію, поэтому, во время вѣтра, образованіе росы замедляется или даже вовсе прекращается. Но, съ другой стороны, полное затишье не способствуетъ, даже при ясномъ небѣ, образованію обильной росы. По наблюденіямъ, произведеннымъ въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета, наибольшее число разъ роса собрана при скорости вѣтра, въ моментъ ея образованія, въ 4 — 5 *м*, а наиболѣе обильныя росы наблюдались при скорости вѣтра 5 — 6 *м* въ секунду. Роса можетъ образоваться иногда и при существованіи облаковъ, а именно высокихъ, имѣющихъ низкую температуру и вызывающихъ значительное лучеиспусканіе почвы. Вообще, условія, благопріятныя для образованія обильной росы, слѣдующія: нѣкоторый запасъ влаги въ самыхъ нижнихъ слояхъ воздуха, ясное и безоблачное небо, слабое движеніе воздуха у земной поверхности. Особенно обильна роса позднимъ лѣтомъ, когда воздухъ сохраняетъ еще достаточно тепла и влаги, а между тѣмъ ночи удлиняются и становятся болѣе холодными. Усиленіе росы особенно значительно къ утру.

Дополненія Жамена. Французскій физикъ Жаменъ указалъ, что причина охлажденія заключается не только въ ночномъ лучеиспусканіи; въ нѣкоторыхъ случаяхъ, напримѣръ, при образованіи росы на газонѣ и на листьяхъ растеній вообще, охлажденіе, въ равной мѣрѣ, зависитъ какъ отъ ночного охлажденія, такъ и отъ испаренія. Подвѣсимъ на одинаковой высотѣ три термометра: первый — съ блестящимъ шарикомъ въ термометрической защитѣ, второй — съ вычерненнымъ сухимъ резервуаромъ, третій — съ вычерненнымъ увлажненнымъ шарикомъ. Первый изъ нихъ измѣряетъ температуру воздуха; показанія второго понижены вслѣдствіе ночного лучеиспусканія; показанія третьяго термометра будутъ зависѣть отъ совмѣстнаго дѣйствія ночного лучеиспусканія и испаренія. Оказывается, что разность между показаніями перваго и третьяго термометровъ, по достиженіи ими стаціонарнаго состоянія, почти въ два раза больше, чѣмъ разность между первымъ и вторымъ. Изъ этого мы вправѣ заключить, что охлажденіе вслѣдствіе испаренія приблизительно равно охлажденію вслѣдствіе лучеиспусканія, и, слѣдовательно, оба фактора, лучеиспусканіе и испареніе, равносильны при образованіи росы. Но охлажденіе вслѣдствіе испаренія можетъ итти лишь до насыщенія среды парами; дальнѣйшее же охлажденіе происходитъ только отъ ночного лучеиспусканія. Жаменъ сдѣлалъ и другое дополненіе. Послѣ заката солнца охлажденіе поверхности почвы идетъ быстро какъ вслѣдствіе ночного лучеиспусканія, такъ и вслѣдствіе испаренія. Когда достигнуто насыщеніе, испареніе прекращается, а вы-

дѣляющееся скрытое тепло должно замедлять дальнѣйшее охлажденіе. И дѣйствительно, въ одномъ изъ наблюденій, Жаменъ получилъ слѣдующія температуры на поверхности травы:

время	температура	паденіе температуры	
3 ч. 13 *м* пн.	11.0^0		
3 ч. 16 » »	9.60	1.40^0	
3 ч. 19 » »	8.55	1.05	
3 ч. 22 » »	7.65	0.90	(точка росы)
3 ч. 25 » »	7.30	0.35	болѣе медленное паденіе.
3 ч. 28 » »	7.00	0.30	
3 ч. 31 » »	6.68	0.32	

Обстоятельство это очень важно въ экономіи природы; не будь его, каждую ясную ночь на поверхности травы осаждался бы иней; но, благодаря этому процессу компенсаціи, растительность предохранена отъ частаго повторенія опасныхъ для нея утренниковъ.

Дополненіе Айткена и Ресселя. Третье дополненіе сдѣлано недавно Айткеномъ и Ресселемъ. По теоріи Леруа, запасъ влаги, изъ котораго образуется роса, получается исключительно изъ атмосферы. Но наблюденія Ресселя показали, что осаждающаяся, во время образованія росы, влага можетъ получиться частью отъ испаренія съ поверхности почвы и растеній. Если на поверхность травы положить листъ бумаги, то нижняя сторона ея больше покрывается росой, чѣмъ верхняя; 2) если поверхность дерна покрыть колпакомъ, то внутренняя поверхность его покрывается обильнѣе росой, чѣмъ поверхность колпака, установленнаго надъ голой почвой; если же поставить его на металлическую пластинку, то внутренняя поверхность остается сухой. Изъ этихъ опытовъ видно, что въ образованіи росы можетъ иногда играть нѣкоторую роль влага, испаряющаяся съ поверхности земли и растеній. Въ другихъ же случаяхъ роса образуется исключительно изъ паровъ, заключающихся въ нижнихъ слояхъ атмосферы (роса, образующаяся на крышахъ домовъ и на другихъ предметахъ).

Количество росы и ея распредѣленіе. Количественное измѣреніе росы, образовавшейся при естественныхъ условіяхъ на травѣ, довольно затруднительно, такъ какъ для этого приходится вырѣзывать куски почвы съ дерномъ, что влечетъ за собою измѣненіе естественныхъ условій, въ которыхъ она находится; примѣняется при этомъ вѣсовой способъ. Керберъ примѣнилъ для измѣренія ареометръ: чашечка его покрывается сукномъ, и по погруженію ареометра до опыта и послѣ него судятъ о количествѣ образовавшейся росы. Вообще, въ видѣ росы осаждается незначительное количество паровъ. Въ Финляндіи, по

измѣреніямъ Гомена, обильная роса даетъ слой воды не больше 0.1 — 0.2 *мм*. Дайнсъ въ Англіи нашелъ 0.1 — 0.3 *мм*. Въ теченіе ночи въ Туринѣ выпадаетъ, среднимъ числомъ, 0.13 *мм* росы. Въ Монпеллье годовое количество росы составляетъ 8 *мм*, Мюнхенѣ — 30 *мм*. Въ тропическомъ поясѣ количество росы можетъ быть въ 10 — 20 разъ больше. Въ Одессѣ общее количество воды, выпавшей въ видѣ росы, тумана, инея и изморози съ 1 апрѣля по 31 октября 1903 г., выразилось слоемъ толщиною въ 8.4 *мм*, что составляетъ около $\frac{1}{33}$ части *всего* количества осадковъ (274.9 *мм*), измѣренныхъ за тотъ же періодъ времени. Наибольшее количество воды, выпавшее въ формѣ росы и тумана въ *одинъ разъ*, равно 0.5 *мм*.

Изморозь. Поверхность земли можетъ быть охлаждена значительными и продолжительными предшествовавшими холодами. Если вслѣдъ за этимъ подуетъ теплый, насыщенный влагой, воздухъ, то поверхность различныхъ предметовъ покрывается *изморозью* (если образовавшійся осадокъ имѣетъ кристаллическое строеніе) или *гололедицей* (если осадившаяся вода образуетъ непрерывную гладкую поверхность). На деревьяхъ изморозь образуетъ длинныя, легко осыпающіяся, нити. Нити изморози легко получить искусственно на внѣшней поверхности металлическаго сосуда, охлажденнаго изнутри охладительной смѣсью. Соотвѣтственно своему образованію, изморозь осаждается, преимущественно, съ подвѣтренной стороны.

Основная причина образованія изморози та же, что росы и инея, т. е. сгущеніе паровъ, вызванное прикосновеніемъ къ сильно охлажденной поверхности. Но между этими двумя категоріями явленій существуетъ огромная разница. Осажденіе росы и инея вызывается охлажденіемъ вслѣдствіе ночного лучеиспусканія. Осажденіе изморози обусловливается охлажденіемъ, вызваннымъ предшествующими холодами. Вслѣдствіе этого, роса и иней бываютъ только въ ночные часы при ясномъ небѣ; изморозь возможна во всѣ часы сутокъ и при облачномъ небѣ. Роса и иней осаждаются преимущественно на непроводникахъ, между тѣмъ изморозь можетъ образовываться на деревьяхъ, стѣнахъ, столбахъ, металлическихъ частяхъ и т. д. Нарастанію изморози, подобно тому, какъ и нарастанію инея, способствуетъ указанное выше свойство «ледяныхъ» паровъ сгущаться на поверхности льда при болѣе низкихъ упругостяхъ насыщенія. Роса и иней возможны во всѣхъ климатахъ; изморозь есть принадлежность болѣе холодной зоны и зимней части года.

Гололедица; ледяной дождь. Мы уже замѣтили, что находящіеся въ атмосферѣ водяные пары могутъ осаждаться на охлажденныхъ предметахъ въ формѣ *гололедицы*, покрывающей иногда наши мостовыя, столбы, деревья, телеграфныя проволоки сплошнымъ гладкимъ слоемъ

льда. Образованіе гололедицы можетъ быть вызвано или движеніемъ болѣе теплаго, насыщеннаго парами, воздуха вдоль поверхности, сильно охлажденной предшествовавшими холодами, или вторженіемъ тока воздуха, содержащаго элементы воды въ переохлажденномъ состояніи. Если переохлажденныя частицы приходятъ въ соприкосновеніе съ твердымъ тѣломъ, то онѣ тотчасъ же сами отвердѣваютъ. Иногда выпаденіе этой влаги такъ обильно, что, подъ тяжестью осѣвшаго льда, разрываются телеграфныя проволоки, ломаются толстыя сучья деревьевъ. Говорятъ въ этомъ случаѣ о выпаденіи *ледяного дождя*. Такой ледяной дождь произвелъ огромныя опустошенія въ садахъ Франціи 22—24 января 1879 года. На почвѣ образовался слой льда въ 2—3 *см* толщины. Телеграфныя проволоки, толщиною въ 4 *мм*, увеличились въ діаметрѣ до 38 *мм*. Въ Одессѣ, во время гололедицы въ февралѣ 1897 года, ледяная кора была такъ велика, что тонкій стебель дикой травы вѣсилъ со льдомъ 78.6 золотника; послѣ же оттаянія льда вѣсъ его уменьшился до 3 золотниковъ. На проволокѣ, на протяженіи 60 *см*, образовался слой льда въ 3 *см* толщины.

Гололедица можетъ образоваться и въ томъ случаѣ, когда обыкновенный дождь падаетъ на сильно охлажденную почву.

Гололедицы болѣе часты и опасны въ сравнительно низкихъ широтахъ умѣреннаго пояса, гдѣ, по временамъ, бываютъ суровые холода и въ то же время быстрыя смѣны температуры (напримѣръ, на западѣ сѣверной Америки и у насъ въ южной полосѣ Россіи); повторяемость ихъ особенно велика въ тѣхъ мѣстностяхъ, въ которыхъ зимнія изотермы густо лежатъ другъ къ другу (великъ термометрическій градіентъ). Огромное количество твердой воды отлагается также на вершинахъ горъ, достигающихъ высоты 1000—1500 *м*, т. е. въ томъ ярусѣ атмосферы, въ которомъ зимою имѣетъ мѣсто наиболѣе значительная относительная влажность. Такія огромныя отложенія, покрывающія всѣ павильоны, столбы, инструменты, наблюдаются метеорологическими станціями на Брокенѣ (1141 *м*), Бенъ-Невисѣ (1343 *м*), гораздо меньше на Обирѣ (2140 *м*) и еще слабѣе на Сэнтисѣ (2500 *м*) и Зоннбликѣ (3100 *м*). Послѣднія станціи выдвинуты изъ яруса образованія зимнихъ облаковъ въ болѣе бѣдные парами слои атмосферы. На Бенъ-Невисѣ, однажды, при плотномъ туманѣ и сильномъ вѣтрѣ, отложился въ теченіе часа слой льда въ 32 *мм* толщиною.

Туманы. Переходъ паровъ въ жидкое состояніе возможенъ и въ томъ случаѣ, когда процессъ испаренія съ поверхности воды или почвы происходитъ въ пространство, имѣющее болѣе низкую температуру. Въ этомъ случаѣ, пары, поднимающіеся съ испаряющейся поверхности, имѣютъ бóльшую упругость, чѣмъ та, которая нужна для насыщенія среды. Вслѣдствіе этого, излишекъ паровъ переходитъ въ жидкое со-

стояніе. Благодаря диффузіи и воздушнымъ теченіямъ, эти пары могутъ проникать вверхъ до нѣкоторой высоты и образовывать слой *тумана*. Подобнымъ путемъ образуются туманы надъ рѣками и болотами послѣ заката солнца въ лѣтніе дни, а также надъ теплыми теченіями, при господствѣ холоднаго вѣтра. Если море имѣетъ болѣе высокую температуру, чѣмъ воздухъ (напримѣръ, при быстромъ наступленіи морозовъ), и при этомъ дуетъ вѣтеръ, то надъ тѣми мѣстами, гдѣ происходятъ удары вѣтра о морскую поверхность, и гдѣ, слѣдовательно, испареніе происходитъ интенсивнѣе, выдѣляющіеся пары тотчасъ же сгущаются; со стороны получается впечатлѣніе, какъ будто море вскипаетъ. Хотя лучеиспускательная способность воздуха весьма невелика, тѣмъ не менѣе, если температура извѣстнаго слоя его значительно выше температуры земной поверхности, то можетъ наступить охлажденіе этого слоя путемъ потери тепла къ почвѣ. Подобныя условія (обращеніе температуры съ высотою) имѣютъ мѣсто, какъ мы видѣли, въ зимніе мѣсяцы, во время господства антициклоновъ и въ ночные часы. Если при этомъ разсматриваемый слой воздуха обладаетъ достаточной влажностью, то возможно образованіе мало плотныхъ, облакообразныхъ, массъ; эти облака являются нерѣдко спутниками нѣкоторыхъ областей высокихъ давленій. Процессомъ такого охлажденія могутъ быть въ зимніе мѣсяцы охвачены и болѣе низкіе слои атмосферы, вплоть до земной поверхности, и тогда область высокаго давленія окутана неплотнымъ туманомъ. Охлажденіе въ этомъ случаѣ вызвано какъ лучеиспусканіемъ, такъ и непосредственнымъ прикосновеніемъ къ сильно охлажденной земной поверхности. Этимъ же путемъ образуется иногда пелена облаковъ въ ясныя зимнія ночи при затишьи или слабомъ вѣтрѣ.

Смѣшеніе двухъ массъ воздуха, насыщенныхъ парами и имѣющихъ различныя температуры. Вторженіе болѣе теплой насыщенной массы въ болѣе холодную среду или, болѣе обще, *смѣшеніе* двухъ насыщенныхъ массъ воздуха, имѣющихъ различныя температуры, можетъ также обусловить переходъ части паровъ въ жидкое состояніе. Для нагляднаго поясненія этого случая обратимся къ частному примѣру.

Смѣшивается килограммъ воздуха, насыщеннаго парами, при $t_1 = 0^0$ съ килограммомъ насыщеннаго воздуха при температурѣ $t_2 = 30^0$. Опредѣлимъ окончательное термометрическое и гигрометрическое состояніе смѣси. Вѣса паровъ, необходимыхъ для насыщенія воздуха при температурахъ 0^0 и 30^0, соотвѣтственно равны 4.8 и 30.0 *г*. Окончательная температура смѣси равна $(0^0 + 30^0) : 2 = 15^0$. На каждый килограммъ смѣси придется паровъ $(4.8 + 30.0) : 2 = 17.4$ *г*. Но для насыщенія килограмма воздуха при $t = 15^0$ необходимо лишь 12.7 *г*; очевидно, слѣдовательно, что часть паровъ, $17.4 - 12.7 = 4.7$ *г*, перейдетъ въ

жидкое состояніе. Но тутъ необходимо ввести нѣкоторую поправку. При переходѣ избытка паровъ въ жидкое состояніе выдѣлится скрытое тепло. Это тепло пойдетъ на нагрѣваніе смѣси; вслѣдствіе этого, окончательная температура смѣси будетъ нѣсколько выше 15^0, а выдѣлившееся количество паровъ окажется нѣсколько меньше 4.7 *г.* Берлинскій профессоръ Бецольдъ далъ весьма изящный графическій пріемъ для точнаго рѣшенія задачи о смѣшеніи двухъ массъ насыщеннаго воздуха, имѣющихъ различныя температуры. Возьмемъ двѣ, взаимно перпендикулярныя, оси координатъ; на одной изъ нихъ будемъ откладывать равныя части, выражающія температуры, а на соотвѣтствующихъ ординатахъ вѣсовыя количества паровъ, необходимыхъ для насыщенія килограмма воздуха при различныхъ температурахъ. Если соединимъ оконечности перпендикуляровъ непрерывной кривой, то эта кривая выразитъ законъ измѣненія количества паровъ, насыщающихъ килограммъ воздуха, съ измѣненіемъ температуры. Кривая обращена выпуклостью къ оси абсциссъ и имѣетъ видъ, представленный на рис. 67. Проведемъ y_1 и y_2, соотвѣтствующія температурамъ t_1 и t_2, и точки a и b соединимъ прямой ab. Эту прямую раздѣлимъ пополамъ и изъ точки дѣленія опустимъ перпендикуляръ y_3 на ось абсциссъ. Изъ чертежа видно, что $y_3 = (y_1 + y_2) : 2$ и $t_3 = (t_1 + t_2) : 2$, т. е., на основаніи предыдущаго, t_3 представитъ окончательную температуру, а v_3 — окончательное гигрометрическое состояніе смѣси. Но мы сказали, что, вслѣдствіе выдѣлившагося скрытаго тепла, окончательная температура будетъ нѣсколько выше; положимъ, что она равна $Ot = t^0$. Соотвѣтствующее этой температурѣ, какъ видно изъ чертежа, содержаніе паровъ будетъ y; разность же $y_3 - y = y_3 i$ выразитъ количество паровъ, которое должно перейти въ жидкое состояніе изъ килограмма смѣси. Положимъ, что прямая, соединяющая точку y_3 съ оконечностью ординаты y и продолженная, составляетъ уголъ α съ

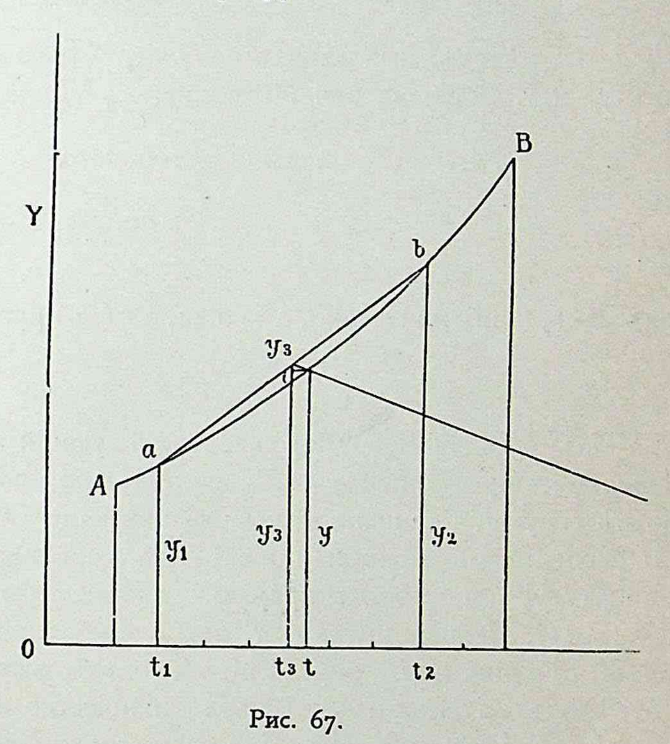


Рис. 67.

осью абсциссъ OX. Опредѣлимъ этотъ уголъ. Обозначимъ теплоемкость воздуха, въ малыхъ калоріяхъ, буквой c, а скрытое тепло испаренія — знакомъ r. При сгущеніи количества паровъ, равныхъ по вѣсу $(y_3 - y)$, выдѣлится тепла $(y_3 - y)\, r$; для нагрѣванія 1 *кг* воздуха отъ t_3 до t понадобится тепла $1000\,(t - t_3)\, c$; но тепло, выдѣлившееся при сгущеніи, пойдетъ на нагрѣваніе воздуха, слѣдовательно,

$$(y_3 - y)\, r = 1000\,(t - t_3)\, c. \tag{87}$$

Изъ чертежа видно, что

$$y_3 - y = a \sin\alpha \tag{88}$$

и

$$t - t_3 = a \cos\alpha, \tag{89}$$

гдѣ a — отрѣзокъ, заключенный между оконечностями перпендикуляровъ y_3 и y. Вставляя эти выраженія въ уравненіе (87), получимъ:

$$ar \sin\alpha = 1000 ac \cos\alpha$$

или

$$tg\alpha = \frac{1000 c}{r}.$$

Такъ какъ, приблизительно, $c = 0.24$, а r (въ круглыхъ числахъ) $= 600$, то

$$\alpha = 21^0. \tag{90}$$

Изъ уравненія (90) вытекаетъ слѣдующій графическій пріемъ для рѣшенія интересующей насъ задачи. Нужно провести ординаты y_1 и y_2, соотвѣтствующія температурамъ смѣшивающихся массъ воздуха, и точки a и b соединить прямой линіей; изъ середины прямой ab начертить ординату y_3 и построить прямую, наклоненную къ оси абсциссъ подъ угломъ 21^0. Перпендикуляръ y, опущенный изъ точки пересѣченія этой прямой съ кривою AB, опредѣлитъ окончательную температуру t смѣси, а отрѣзокъ $y_3 i$ выразитъ вѣсовое количество паровъ, которое перейдетъ въ жидкое состояніе. Путемъ смѣшенія двухъ насыщенныхъ, или близкихъ къ насыщенію, массъ воздуха могутъ образоваться туманы, нѣкоторые виды облаковъ и даже дождь. Нетрудно показать, впрочемъ, что количество паровъ, осаждающихся этимъ путемъ, вообще, невелико. Если сдѣлать крайнее допущеніе, что смѣшивающіяся массы воздуха имѣютъ температуры 0^0 и 25^0, то въ вертикальномъ столбѣ воздуха, основаніе котораго равно 1 *кв м*, а высота — 1000 *м*, выдѣлится всего 1220 *г*, а это соотвѣтствуетъ слою дождя толщиною въ 1.2 *мм*. Если разность температуръ равна $25^0 - 10^0 = 15^0$, то слой осадковъ не превыситъ 0.5 *мм*, что можетъ дать туманъ, облако или весьма слабый дождь.

Адіабатическое расширеніе воздуха; восходящіе токи. Мы знаемъ, что, если опредѣленный объемъ воздуха расширяется безъ полученія и отдачи тепла (адіабатически), то температура его понижается, пары приближаются къ состоянію насыщенія и, наконецъ, часть ихъ переходитъ въ жидкое состояніе. Сгущеніе паровъ, въ болѣе широкомъ масштабѣ, имѣетъ мѣсто при восходящемъ токѣ воздушныхъ массъ. Прослѣдимъ процессъ восходящаго теченія, воспользовавшись числовымъ примѣромъ, взятымъ изъ классической книги Ганна.

Представимъ себѣ, что, вслѣдствіе какихъ-нибудь причинъ, восходитъ, отъ уровня моря, 1 *кб м* воздуха, ненасыщеннаго парами. Пусть

760 *мм*	— первоначальн.	давленіе,
30^0	— »	температура,
15.75 *мм*	— »	абсолютная влажность,
50%	— »	относительная влажность,
15.04 *г*	— »	вѣсовое количество паровъ въ 1 *кб м*,
18.4^0	— точка росы содержащихся паровъ.	

Взятая нами масса воздуха будетъ подыматься, подчиняясь первоначально закону, изложенному на стран. 45, т. е. она будетъ охлаждаться на 1^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго поднятія; при этомъ поднятіи пары будутъ приближаться къ состоянію насыщенія, а, слѣдовательно, относительная влажность станетъ возрастать. Наконецъ, на нѣкоторой высотѣ, когда температура понизится до 18.4^0, пары достигнутъ точки росы. Это *первая стадія* поднятія, въ которой процессы сгущенія паровъ еще не происходятъ. Опредѣлимъ, на какой высотѣ окончится эта стадія. Первоначальная температура была 30^0, а въ концѣ первой стадіи она равна 18.4^0; слѣдовательно, паденіе температуры равно 11.6^0, а это соотвѣтствуетъ поднятію нашей массы воздуха на 1160 *м*. Но тутъ нужно ввести нѣкоторую поправку. Восходящій воздухъ первоначально находился подъ давленіемъ 760 *мм*, а въ концѣ *первой* стадіи давленіе понизится до 655 *мм*. Вслѣдствіе уменьшенія давленія, нашъ кубическій метръ воздуха расширится въ отношеніи $760 : 655 = 1.16$, а поэтому пары, заполнявшіе прежде 1 *кб м*, распредѣлятся теперь въ объемѣ 1.16 *кб м*, и на долю каждаго метра прійдется паровъ $15.04 : 1.16 = 13.0$ *г*. Точка росы этихъ паровъ равна 16.1^0. Такимъ образомъ, *первая* стадія окончится тогда, когда температура понизится на $30.0^0 - 16.1^0 = 13.9^0$, т. е. на высотѣ 1390 или, въ круглыхъ числахъ, на высотѣ 1400 *м*.

Поднятіе воздуха продолжается, продолжается и дальнѣйшее охлажденіе его; но законъ охлажденія уже иной, такъ какъ восходитъ

воздухъ, насыщенный парами. *Второй* стадіей восхожденія мы будемъ называть поднятіе до того момента, когда температура восходящей массы воздуха понизится до 0^0 («стадія дождя»). Спрашивается, до какой высоты долженъ подняться нашъ воздухъ, чтобы температура его упала до 0^0, т. е. на 16.1^0. Обращаясь къ таблицамъ, находимъ, что, при имѣющихся давленіи и температурѣ, на каждые 100 *м* поднятія, температура падаетъ на 0.45^0; слѣдовательно, воздухъ долженъ подняться на $(16.1 \times 100) : 0.45 = 3580$ *м*. Такимъ образомъ, стадія дождя должна оканчиваться на высотѣ 4980 *м*. Но и здѣсь нужно внести поправку. Мы нашли по таблицамъ, что на каждые 100 *м* поднятія температура воздуха падаетъ на 0.45^0; но это число получено для воздуха на высотѣ 1400 *м* и при $t = 16.1^0$. Въ концѣ же второй стадіи давленіе и температура иныя; по таблицамъ найдемъ, что паденіе температуры при новыхъ условіяхъ равно 0.51^0 на 100 *м* поднятія. Возьмемъ среднюю изъ этихъ величинъ, т. е. $(0.45^0 + 0.51^0) : 2 = 0.48^0$; высота, на которую должна подняться масса воздуха для достиженія 0^0, равна $16.1 \times 100 : 0.48 = 3355$ *м*. Итакъ, конецъ *второй стадіи* будетъ находиться на высотѣ 4755, или, въ круглыхъ числахъ, 4800 *м*. Но при температурѣ 0^0 количество паровъ, насыщающихъ пространство, равно 4.84 *г*; слѣдовательно, значительная часть паровъ перейдетъ въ жидкое состояніе.

Далѣе, начинается *третья* стадія восхожденія — стадія града. Въ этой стадіи продолжается дальнѣйшее охлажденіе, и, такъ какъ исходная температура этой стадіи равна 0^0, то сгущающіеся пары будутъ осаждаться въ формѣ кристалловъ. Первоначально процессъ будетъ итти медленно, такъ какъ выдѣляющаяся скрытая теплота достаточна для компенсаціи охлажденія отъ дальнѣйшаго поднятія. Нѣкоторое время температура будетъ поддерживаться около 0^0. Мощность *третьей стадіи* принимаютъ равной 200 *м*.

Остается послѣдняя *четвертая стадія* — стадія снѣга. Посмотримъ, насколько долженъ подняться воздухъ, чтобы отъ 0^0 онъ охладился до -25^0? Возвращаясь къ нашимъ таблицамъ, найдемъ, что на высотѣ 5000 *м* и при температурѣ 0^0 воздухъ охлаждается на 0.52^0 на каждые 100 *м* вертикальнаго поднятія. Но на верхней границѣ *четвертой* стадіи воздухъ очень сухъ, а потому паденіе температуры близко къ адіабатическому и, приблизительно, равно 0.90^0 на каждые 100 *м*; среднее составитъ 0.71^0. Искомое поднятіе достигнетъ $25 \times 100 : 0.71 = 3500$ *м*, или, считая отъ поверхности земли, 8500 *м*.

Соберемъ всѣ отдѣльные результаты въ одно цѣлое и представимъ ихъ въ формѣ общей таблицы, гдѣ b — давленіе воздуха, h — высота,

t — температура, *c* — абсолютная влажность, *g* — вѣсовое количество паровъ (*г* въ 1 *кб м*), *e* — относительная влажность, *T* — точка росы:

b	*h*	*t*	*c*	*g*	*e*	*T*
760 *мм*	0 *м*	30.0°	15.75 *мм*	15.04 *г*	50%	18.4°
—	1400	16.1	13.6	13.5	100	16.1
420	4800	0.0	4.57	4.84	»	0.0
—	5000	»	—	—	»	0.0
230	8500	—25.0	0.50	0.58	»	—25.0.

Опредѣлимъ, какой слой осадковъ выпадаетъ вслѣдствіе сгущенія паровъ во второй стадіи? Къ концу второй стадіи взятый нами объемъ воздуха расширился въ отношеніи $760:420 = 1.81$. Для насыщенія его нужно $4.84 \times 1.81 = 8.76$ *г*. Но первоначальное содержаніе паровъ равнялось 15.04 *г*; слѣд., разность $15.04 - 8.76 = 6.28$ перешла въ жидкое состояніе и выдѣлилась въ формѣ дождя. Мощность второй стадіи, по вертикальному направленію, составляетъ 3400 *м*; слѣдовательно, изъ всего этого столба выдѣлится $3400 \times 6.28 = 21.35$ *кг* паровъ, что составитъ слой воды толщиною въ 11.7 *мм* на каждый квадратный метръ. Если допустить, что скорость восходящаго тока равна 3 *м* въ секунду, то, по вычисленію Ганна, *часовое* количество выпавшей воды достигнетъ 37 *мм*, что составляетъ уже настоящій ливень. Такимъ образомъ, главной причиной сильныхъ дождей слѣдуетъ считать восходящіе токи.

Волнистыя облака. Если двѣ массы жидкости, имѣющія рѣзко очерченныя границы, скользятъ одна вдоль другой, то на границѣ ихъ является волнообразное движеніе. Это мы можемъ ежедневно видѣть на поверхности моря при движеніи вѣтра. Гельмгольцъ показалъ далѣе, что, если въ атмосферѣ скользятъ, одна вдоль другой, двѣ массы воздуха, имѣющія различныя температуры и различныя плотности, то на раздѣляющей ихъ поверхности образуются *воздушныя* волны. Высота и длина ихъ зависятъ отъ разности плотностей и относительной скорости скользящихъ массъ. Если допустить, что нижній слой воздуха насыщенъ парами, то всякая причина, уменьшающая давленіе, вызоветъ быстрое сгущеніе паровъ въ формѣ тумана или облака. Такое уменьшеніе давленія имѣетъ мѣсто всякій разъ при поднятіи частицъ воздуха на гору волны. На горѣ волны должны сгущаться пары и образовать облака, расположенныя полосами вдоль гребней волнъ. Такія облака — волнистыя — дѣйствительно наблюдаются и, въ послѣднее время, обратили на себя вниманіе изслѣдователей. Итакъ, въ волнистыхъ облакахъ мы находимъ подтвержденіе аналитическихъ выводовъ Гельмгольца (рис. 68, стр. 198). Но эти облака служатъ лишь косвеннымъ доказательствомъ справедливости выводовъ Гельмгольца. 12 января 1894 года,

во время поднятія шара изъ Мюнхена температура внизу была —8.5°; шаръ поднялся до высоты 100 *м* и началъ то подниматься, то опускаться въ предѣлахъ 30—60 *м*; когда выбросили баластъ, шаръ быстро поднялся до высоты 280 *м*, гдѣ встрѣтилъ температуру +5.5°. Очевидно, что эти колебанія шара были вызваны соотвѣтствующими волнами, образовавшимися на границѣ двухъ слоевъ; разность температуръ этихъ слоевъ достигала 14°. Еще интереснѣе поднятіе Эмдена изъ Брюсселя 7 ноября 1896 года. Воздухъ внизу былъ совершенно спокоенъ. Но на высотѣ 200 *м* вдругъ обнаружилось сильное теченіе отъ запада къ востоку. Вѣроятная скорость его равнялась 12.5 *м* въ сек. Термометръ повысился отъ 2.7° до 9.2°. Поднявшись выше, наблю-

Рис. 68.

датели замѣтили, что горизонтъ былъ покрытъ рядомъ цилиндрообразныхъ облачныхъ массъ, раздѣленныхъ между собою болѣе свѣтлыми промежутками; оси цилиндровъ отстояли другъ отъ друга на разстояніи, среднимъ числомъ, около 540 *м* и имѣли направленіе отъ сѣвера къ югу. Очевидно, что это были облачныя массы, расположившіяся по гребнямъ теоретическихъ волнъ Гельмгольца. Замѣчательно, что разстояніе между цилиндрами соотвѣтствовало тому, которое слѣдовало изъ формулъ Гельмгольца. И дѣйствительно, если разность температуръ скользящихъ массъ воздуха равна 10°, а разность скоростей равна 10 *м*, то длина волны должна быть около 550 *м*. Такимъ образомъ, природа дала возможность непосредственно наблюдать реальные образы

теоретическихъ предвидѣній Гельмгольца. Въ послѣднее время отмѣчены и другія явленія, подтверждающія теорію Гельмгольца.

Водяные пары, при своемъ охлажденіи, осаждаются въ жидкомъ или въ твердомъ состояніи. Въ жидкомъ видѣ они образуютъ росу, дождь, туманъ и нѣкоторыя облака; въ твердомъ — другія формы гидрометеоровъ. Переходъ въ твердое состояніе совершается или простымъ замерзаніемъ (въ видѣ аморфныхъ массъ) образовавшихся первоначально жидкихъ частицъ (гололедица, нѣкоторыя формы инея), или кристаллизаціей ихъ на сильно охлажденной поверхности (кристаллическія образованія на градинахъ, нарастанія нитей изморози). Существуетъ, наконецъ, еще одна форма конденсаціи пара при очень низкихъ температурахъ: вода переходитъ прямо изъ газообразнаго въ твердое состояніе. Это, своего рода, *сублимація* воды. Ассманнъ микроскопически изслѣдовалъ такой сублимированный ледъ въ атмосферѣ 15 января 1889 года при температурѣ —17.8°. Такая тончайшая сублимація отличается, при солнечномъ свѣтѣ, интенсивнымъ блескомъ; полярными путешественниками она отмѣчается, какъ «алмазная пыль». Аэростатическія поднятія обнаружили, что мельчайшіе элементы снѣга получаются путемъ сублимаціи, а не путемъ замерзанія капель.

Структура эмбріональныхъ элементовъ тумана. Макро-и микро-структура первичныхъ продуктовъ сгущенія паровъ представляетъ огромный, чисто физическій, интересъ. Относительно жидкихъ элементовъ тумана очень упорно держалась гипотеза пузырчатаго строенія, давно введенная въ науку Галлеемъ и Лейбницемъ. Предполагали, что вода, при своемъ сгущеніи, должна первоначально пройти стадію пузырчатаго строенія. Эта гипотеза была введена для того, чтобы объяснить удовлетворительно цѣлый рядъ явленій: 1) плаваніе въ атмосферѣ элементовъ тумана, 2) рѣзкія очертанія солнца, луны и другихъ источниковъ свѣта, разсматриваемыхъ сквозь слой тумана, 3) голубой цвѣтъ неба, 4) происхожденіе бѣлой радуги, нерѣдко наблюдаемой на фонѣ тумана.

Разсмотримъ каждое изъ этихъ явленій:

1) Стоксъ показалъ, что плаваніе есть только кажущееся; въ дѣйствительности же, мелкія капельки, образующія облако, падаютъ съ крайне незначительной скоростью. При своемъ паденіи капля испытываетъ сопротивленіе

$$F = 6\pi m r V, \qquad (91)$$

гдѣ m — коэффиціентъ внутренняго тренія, r — радіусъ капли, V — скорость ея паденія.

Съ другой стороны, вѣсъ капли

$$P = \frac{4}{3}\pi r^3 g(\sigma - \varrho),$$

гдѣ g — напряженіе силы тяжести, σ — удѣльный вѣсъ воды, ϱ — удѣльный вѣсъ воздуха.

Если установилось равномѣрное движеніе, то

$$6\pi r m V = \frac{4}{3}\pi g r^3 (\sigma - \varrho),$$

или, приблизительно,

$$V = \frac{2r^2 g}{9m}. \qquad (92)$$

Въ первомъ приближеніи, если діаметръ капли равенъ 10^{-3} *см*, то $V = 1$ *см* въ секунду. Такая капля будетъ плавать въ воздухѣ, если скорость восходящаго тока равна 1 *см* въ секунду. Эта же капля, падая со скоростью 1 *см* въ секунду, должна употребить $2^3/_4$ часа, чтобы пройти слой воздуха въ 100 *м* толщиною. Замѣтимъ, что прилипаніе частицъ воздуха къ каплямъ еще болѣе увеличитъ сопротивленіе. Если радіусъ капель равенъ 0.01 *см*, то скорость паденія достигаетъ 1 *м* въ секунду. Слой въ 1000 *м* капля пройдетъ въ 15 минутъ.

2) Рѣзкое очертаніе солнца и луны. Клаузіусъ пытался доказать, путемъ анализа, что солнце, луна и другіе источники свѣта, разсматриваемые сквозь слой тумана, состоящаго изъ мельчайшихъ *сплошныхъ* капель, теряютъ рѣзкость своихъ очертаній и кажутся расплывчатыми. Но прямые опыты Брюкка противорѣчатъ этому выводу. Если каплю раствора мастики въ спиртѣ бросить въ воду и сильно взболтать, то получится мутная жидкость, которая въ разсѣянномъ свѣтѣ окрашена въ лазуревый, а въ проходящемъ — въ красно-оранжевый цвѣтъ. Солнце, луна, пламя свѣчи, разсматриваемыя черезъ эту мутную среду, сохраняютъ совершенно рѣзкія очертанія.

3) Голубой цвѣтъ неба. Клаузіусъ, отвергнувъ сплошную форму элементовъ тумана, естественно склонился къ гипотезѣ пузырчатаго ихъ строенія для объясненія голубого цвѣта неба. Голубой цвѣтъ неба онъ разсматриваетъ, какъ явленіе, аналогичное съ цвѣтами тонкихъ пластинокъ, что неявно предполагаетъ пластинчатое состояніе тумана. Въ случаѣ конденсаціи пара, пластинчатость эта можетъ явиться лишь въ томъ случаѣ, если элементы тумана примутъ форму пузырьковъ, полыхъ внутри и имѣющихъ тонкія водяныя стѣнки; въ пленкахъ этихъ, при извѣстной ихъ толщинѣ, въ разсѣянномъ свѣтѣ мы и должны получить ту лазурь, которой окрашенъ дневной свѣтъ небеснаго свода. Но изъ метеорологической оптики извѣстно, что новѣйшія теоріи голубого цвѣта неба, особенно теорія Рэлея, вполнѣ объясняютъ голубой цвѣтъ неба, не вводя въ науку постулата о пузырчатомъ строеніи элементовъ тумана.

4) Бѣлая радуга на фонѣ тумана. Декартъ далъ *геометрическую* теорію радуги, разсматривая ходъ лучей въ каплѣ. На основаніи этой теоріи, радіусъ, которымъ описана дуга радуги, и порядокъ цвѣтовъ, не зависятъ отъ величины капель. Англійскій ученый Эри далъ полную теорію радуги. По этой теоріи, какъ радіусъ радуги, такъ и порядокъ цвѣтовъ являются функціями діаметра элементовъ облака. Если радіусъ капель очень малъ, то получается бѣлая радуга, и радіусъ ея значительно меньше декартовой. Такимъ образомъ, теорія бѣлой радуги не нуждается въ гипотезѣ пузырчатаго строенія элементовъ тумана.

Существуютъ, наконецъ, непосредственныя микроскопическія изслѣдованія элементовъ тумана, произведенныя Ассманномъ на Брокенѣ, при температурѣ -10^0 и не подтверждающія пузырчатаго строенія. На стекло микроскопа падали маленькія капельки. Всѣ онѣ были жидкія и быстро испарялись. Не было ни одного кристалла, ни одной снѣжинки; ни одна капля не кристаллизовалась, не обратилась въ снѣжинку. Тѣ капли, которыя не испарялись въ теченіе 5—10 секундъ, отвердѣвали въ плотные, вполнѣ прозрачные, не содержащіе воздушнаго пузырька, ледяные шарики, безъ всякаго измѣненія своего вида.

Мало того, исходя изъ теоріи капиллярныхъ явленій, можно показать, что пузырчатое строеніе тумана *физически* невозможно. Представимъ себѣ (рис. 69) сосудъ съ жидкостью и опустимъ въ нее несмачивающуюся ею трубку. Уровень жидкости въ трубкѣ будетъ стоять ниже уровня въ сосудѣ и имѣетъ выпуклую форму. Если назовемъ давленіе на поверхность жидкости въ сосудѣ черезъ p, то давленіе на нашъ менискъ будетъ $p+z$, гдѣ z — капиллярная депрессія, которая, какъ извѣстно, обратно пропорціональна радіусу (r) кривизны [1]). Выпуклый менискъ, слѣдовательно, находится подъ давленіемъ $p+z$, т. е. при переходѣ изъ среды въ жидкость давленіе скачкомъ возрастаетъ. Обратно, при переходѣ изъ среды въ жидкость черезъ вогнутый менискъ давленіе скачкомъ уменьшается на величину $z=\frac{0.151}{r}$. Примѣнимъ эту теорію къ нашему пузырчатому элементу. Снаружи на него давитъ атмосфера p (рис. 70); при переходѣ изъ наружной среды въ жидкую пленку давленіе возрастаетъ на z; при переходѣ же изъ внутренней полости въ ту же пленку давленіе уменьшается на z. Слѣдовательно, давленіе во внутренней полости будетъ больше, чѣмъ во внѣшней средѣ, на

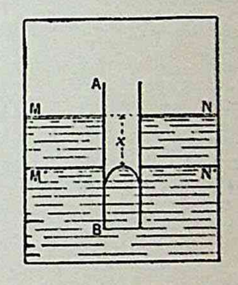


Рис. 69.

Рис. 70.

[1]) Если жидкость смачиваетъ стѣнки трубки, то менискъ вогнутъ, уровень выше, чѣмъ въ сосудѣ, и давленіе меньше p.

$\frac{0.151}{r} + \frac{0.151}{r} = \frac{0.302}{r}$. Иначе говоря, снаружи на пузырекъ дѣйствуетъ давленіе p, а изнутри $p + \frac{0.302}{r}$. Если $r = 0.001$ *см*, то избытокъ давленія равенъ 302 *см* водяного столба. Если же радіусъ будетъ въ 3 раза меньше, то избытокъ внутренняго давленія надъ внѣшнимъ достигнетъ 1 атмосферы, а при такой разности давленій находящійся внутри воздухъ долженъ диффундировать, и существованіе пузырчатаго элемента становится невозможнымъ.

Итакъ, гипотеза пузырчатаго строенія тумана должна быть отброшена.

Что касается эмбріональныхъ ледяныхъ кристалловъ, образующихся въ атмосферѣ, то вообще они имѣютъ форму шестигранныхъ прямыхъ призмъ съ притупленными ребрами у верхняго и нижняго основаній. Если кристаллы развиты сильно по оси, то они получаютъ форму ледяныхъ иглъ. Если развитіе по оси слабое, то кристаллъ имѣетъ форму пластинки. Притупляющія плоскости составляютъ съ осью уголъ $54^{\circ}44'$.

Размѣры эмбріональныхъ продуктовъ конденсаціи. Существуютъ способы опредѣленія размѣровъ элементовъ, образующихъ облако. Они основаны на той зависимости, которая существуетъ между діаметрами туманныхъ шариковъ и діаметрами цвѣтныхъ колецъ, образующихся вокругъ солнца и луны (вѣнецъ или корона). Эти диффракціонныя явленія получаются тогда, когда между глазомъ наблюдателя и свѣтиломъ находится мало плотный слой тумана или облака. Кэмтцъ, измѣряя діаметры цвѣтныхъ колецъ, нашелъ, что діаметръ туманныхъ элементовъ равенъ:

зимою	0.0958 *мм*
лѣтомъ	0.0165 »
среднее	0.014 — 0.035 »

Микроскопическимъ путемъ найдено:

Дайнсъ	0.016 — 0.027 *мм*
Ассманнъ	0.006 — 0.117 »
Пернтеръ	0.020 — 0.100 »

Средняя величина туманныхъ жидкихъ элементовъ равна 0.02 *мм*.

Роль пыли. Естественно предположить, что, какъ только пары достигаютъ насыщенія, тотчасъ же начинается образованіе эмбріологическихъ элементовъ тумана. Но Кулье впервые показалъ, что подъ колоколомъ воздушнаго насоса только тогда образуется туманъ, когда воздухъ содержитъ пыль; безъ пыли воздухъ можно перенасытить

парами. Изъ опытовъ Айткена вывели даже поспѣшное заключеніе, что безъ пыли вовсе невозможно образованіе тумана и дождя; возможна только конденсація на *поверхности* твердыхъ тѣлъ. Но новѣйшіе опыты Вильсона показали, что перенасыщеніе имѣетъ свои предѣлы. Обозначимъ черезъ v_1 объемъ насыщеннаго воздуха, освобожденнаго отъ пыли, и черезъ v_2 объемъ той же массы воздуха послѣ ея расширенія; конденсація возможна только тогда, когда $v_2 : v_1 > 1.25$. Какую же роль играетъ пыль въ процессѣ конденсаціи паровъ? Каждая пылинка является ядромъ, на которомъ начинается процессъ сгущенія. Мы видѣли выше, что упругость насыщеннаго пара зависитъ отъ формы поверхности жидкости, надъ которой онъ образуется. Изъ формулы лорда Кельвина (стр. 54) видно, что упругость пара надъ выпуклой поверхностью больше, а надъ вогнутой меньше, чѣмъ надъ плоской. Паръ осѣдаетъ на поверхность жидкости, когда его упругость сколько-нибудь превышаетъ упругость испаренія этой жидкости; слѣдовательно, начальная стадія самостоятельнаго образованія капельки, когда ея размѣры безконечно малы, могла бы происходить только при безконечно большой упругости пара; на поверхность же пылинки, даже микроскопической, паръ можетъ осѣдать, будучи лишь немного пересыщенъ.

Роль іоновъ при образованіи тумана. Капельки тумана образуются не только вокругъ пылинокъ, но и вокругъ іоновъ электропроводящаго газа. Послѣ быстраго расширенія влажнаго воздуха, пылинки, на которыя осѣдаетъ паръ, отяжелѣвъ, падаютъ внизъ. Если влажный воздухъ нѣсколько разъ подъ рядъ расширять, то онъ очищается отъ пылинокъ, и новое расширеніе не сопровождается появленіемъ тумана; если же такой, очищенный отъ пыли, воздухъ подвергнуть дѣйствію какого-нибудь іонизатора (наэлектризованнаго острія, рентгеновскихъ лучей и т. п.) и затѣмъ быстро расширить, то туманъ вновь появляется. Но въ электропроводящемъ воздухѣ имѣются положительные и отрицательные іоны; одинаково ли дѣйствуютъ, какъ центры осѣданія, тѣ и другіе іоны? Рѣшеніемъ этого вопроса занялся Ч. Вильсонъ и позже Пшибрамъ. Сферическій сосудъ, въ которомъ вызывалось осѣданіе, раздѣлялся мѣдною перегородкой *C* (рис. 71) на двѣ равныя части; въ каждой половинѣ сосуда находилось по электроду *A* и *K*; тонкій слой воздуха вблизи перегородки подвергался дѣйствію іонизатора (рентгеновскихъ лучей); среднюю перегородку отводили къ

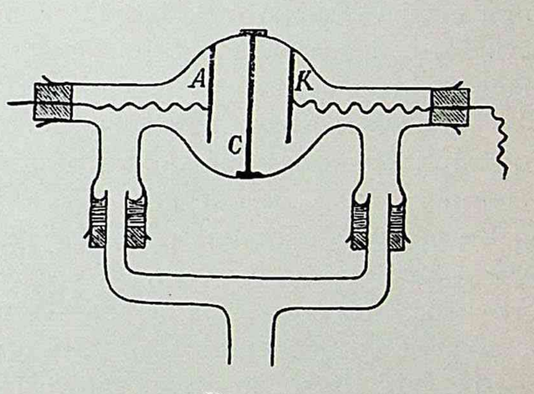


Рис. 71.

землѣ, лѣвый электродъ *A* заряжали положительно, а правый *K* — отрицательно. Подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ поля, въ освѣщенномъ слоѣ справа отъ перегородки отрицательные іоны входятъ въ послѣднюю, а положительные распространяются въ правой половинѣ сосуда; точно такъ же въ освѣщенномъ слоѣ слѣва отъ перегородки положительные іоны входятъ въ послѣднюю, а отрицательные распространяются въ лѣвой половинѣ сосуда; при такихъ условіяхъ, одна половина сосуда содержала положительные іоны, а другая — отрицательные. Затѣмъ приступали къ расширенію воздуха, заключающагося въ сосудѣ; если это расширеніе (измѣряемое отношеніемъ объемовъ опредѣленной массы воздуха послѣ и до разрѣженія) равнялось 1.25, то туманъ появлялся лишь въ той половинѣ сосуда, въ которой находились отрицательные іоны; при расширеніи 1.31 туманъ появлялся въ обѣихъ половинахъ сосуда. Итакъ, водяные пары легче осѣдаютъ на отрицательные іоны, чѣмъ на положительные.

Дальнѣйшія стадіи образованія верхнихъ осадковъ. Процессъ образованія дождя. Вслѣдъ за зарожденіемъ эмбріональныхъ элементовъ облака наступаютъ дальнѣйшія стадіи процесса сгущенія: образованіе тончайшихъ, уже видимыхъ, капель, постепенное ихъ нарастаніе и, наконецъ, выпаденіе дождя. При восхожденіи на горы или во время воздушныхъ поднятій удавалось иногда наблюдать всѣ эти разнообразныя стадіи. Таково образованіе дождя съ внѣшней стороны. Но самая сущность процесса, а также причины, способствующія увеличенію первичныхъ элементовъ, не вполнѣ выяснены.

Размѣры капель во время одного и того же дождя различны отъ 0.5 до 5 *мм* въ діаметрѣ. Виснеръ экспериментально показалъ, что наибольшія капли не могутъ быть тяжелѣе 0.2 *г*. Если большая капля падаетъ съ высоты 22 *м*, то она разбивается на части; вѣсъ каждой части не превышаетъ 0.2 *г*, т. е. 7 *мм* въ діаметрѣ. Риттеръ нашелъ, что максимальный вѣсъ капель — 0.14 *г* или 6.6 *мм* въ діаметрѣ. При обыкновенномъ дождѣ вѣсъ капель не превышаетъ 0.065 *г*. Виснеръ, на островѣ Явѣ, во время сильнѣйшаго дождя, опредѣлилъ средній вѣсъ капель 0.16 *г* или 6.7 *мм* въ діаметрѣ, а въ австрійскихъ Альпахъ нашелъ, что максимумъ вѣса капли составляетъ 0.12 — 0.13 *г* (діаметръ — 6 *мм*).

Значительный интересъ представляетъ также вопросъ о содержаніи воды въ облакѣ. Заслуживаетъ вниманія работа Конрада, который нашелъ, что наиболѣе плотное изъ всѣхъ изслѣдованныхъ облаковъ заключало 5 *г* воды въ 1 *кб м*; содержаніе воды въ газообразной формѣ всегда превышало жидкую часть облака. Если допустить, что радіусъ каждой капли равенъ 0.001 *см*, то среднее число капель въ 1 *кб см* равно 1000; среднее взаимное разстояніе капель составляетъ около 1 *мм*.

Относительно тумана полученъ слѣдующій результатъ. Если густота тумана такова, что черезъ него можно видѣть предметы на разстояніи

25	шаговъ,	то	въ	1 *кб м*	заключается	4.5 *г*	воды
30—40	» ,	»	»	1 »	»	3.0 »	»
70	» ,	»	»	1 »	» менѣе	1 »	»

Образованіе снѣга. Снѣжинки образуются изъ первоначальныхъ элементовъ путемъ осажденія на нихъ новыхъ кристалловъ. При этомъ, вновь осаждающіеся кристаллы образуютъ съ основными и между собою, преимущественно, уголъ въ 30° и его производные. Вслѣдствіе этого, получается огромное разнообразіе формъ снѣжинокъ. Иногда можно даже прослѣдить непосредственно различныя стадіи процесса нарастанія снѣга. Такъ, Тиссандье, во время воздушнаго поднятія 8-го ноября 1868 года, наблюдалъ внизу, у земной поверхности, большія хлопья снѣга; по мѣрѣ поднятія шара, хлопья уменьшались; на высотѣ 2100 *м* аэронавты достигли мѣста зарожденія снѣга; воздухъ былъ прозраченъ и виднѣлись лишь мелкіе, мерцающіе, ледяные кристаллики.

Эмбріональныя формы кристаллизаціи воды имѣютъ видъ шестигранныхъ прямыхъ призмъ. При благопріятныхъ условіяхъ, кристаллы эти смерзаются, образуя разнообразнѣйшія сложныя формы.

Форма градинъ. Давно было извѣстно, что градины заключаютъ въ своей центральной части рыхлое ядро, на которомъ расположены концентрическіе слои то болѣе плотнаго, то болѣе рыхлаго льда. Въ нѣкоторыхъ градинахъ можно видѣть какъ бы рядъ лучистыхъ прослоекъ, идущихъ отъ центра къ периферіи. Но ближайшее разсмотрѣніе градинъ обнаружило, въ отдѣльныхъ случаяхъ, кристаллическое строеніе: на поверхности градины иногда виденъ (рис. 72) рядъ вполнѣ развившихся кристалловъ (наблюденія Абиха), или же вся градина представляетъ гнѣздо (рис. 73), напоминающее гнѣздо кристалловъ кварца (наблюденіе Секки). Такія кристаллическія наслоенія особенно часто наблюдалъ Абихъ на Кавказѣ.

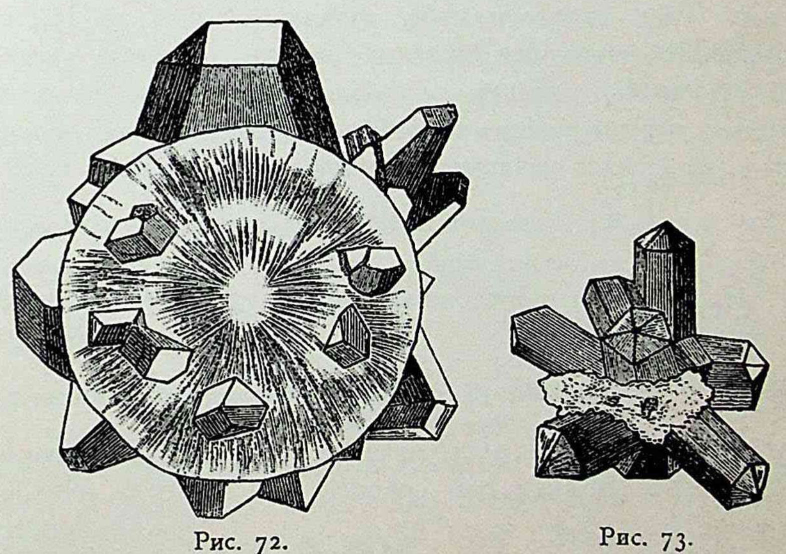


Рис. 72. Рис. 73.

Разнообразныя формы градинъ см. въ моей «Метеорологіи», часть I, стр. 555 и далѣе.

Вообще, вопросы объ образованіи града, его структурѣ и кристаллической формѣ остаются открытыми. Въ настоящее время, мы можемъ только указать источникъ тѣхъ низкихъ температуръ, которыми обусловливается образованіе ледяныхъ осадковъ въ нашей атмосферѣ. Источникъ этотъ — восходящіе токи. Необходимы дальнѣйшія непосредственныя наблюденія, а также обширныя экспериментальныя изслѣдованія относительно условій кристаллизаціи воды, а также физическихъ свойствъ ледяныхъ кристалловъ.

Облака, ихъ форма и высота. Облака отличаются между собою своей структурой. *Высокія* облака состоятъ изъ ледяныхъ кристалловъ, болѣе низкіе ярусы — изъ мельчайшихъ водяныхъ капель. Оптическія явленія даютъ возможность судить о внутреннемъ строеніи облака. Круги около солнца и луны, ложныя солнца и луны, вертикальные свѣтовые столбы служатъ несомнѣнными указателями ледяного, такъ сказать, строенія облака. Облака отличаются между собою также и своими внѣшними очертаніями. Существуетъ особая классификація формъ облаковъ, данная Говардомъ, измѣненная и дополненная Эберкромби и Гильдебрандсономъ. Мы не будемъ останавливаться на описаніи различныхъ формъ этой классификаціи; усвоить себѣ эти формы можно лишь путемъ тщательнаго изученія ихъ по атласу и фотографическимъ снимкамъ. Такіе атласы изданы, между прочимъ въ Парижѣ и въ Петербургѣ. Въ настоящее время готовится къ печати новый международный атласъ подъ главнымъ руководствомъ Гильдебрандсона. Ограничимся только перечисленіемъ главныхъ, принятыхъ нынѣ, группъ облаковъ. Въ каждой группѣ различаютъ рѣзко очерченныя и расплывчатыя формы.

A) Высочайшія облака (средняя высота 9000 *м*).

Рѣзко очерченныя формы.	Расплывчатый покровъ.
1. Перистыя (Cirrus); около 10000 *м* высоты.	2. Перисто-слоистыя (Cirro-Stratus); на высотѣ 7500 *м*.

B) Средне-высокія (средняя высота 4000 — 7000 *м*).

3. Перисто-кучевыя, или барашки (Cirro-Cumulus); на средней высотѣ 7500 *м*.	4. Верхне-кучевыя (Alto-Cumulus), высота 4000 *м*. 5. Верхне-слоистыя (Alto-Stratus), высота 5000 *м*.

C) Низшія (средняя высота 2000 — 3000 *м*).

6. Слоисто-кучевыя (Strato-Cumulus); на средней высотѣ 2500 *м*.	7. Дождевыя (Nimbus); на высотѣ 1500 *м*.

D) Облака восходящихъ токовъ.

8. Кучевыя (Cumulus); на высотѣ 1500 *м*.

9. Грозовыя (Cumulo - Nimbus); основанiе на высотѣ 1400 *м*, вершина отъ 3000 до 5000 *м*.

E) Поднятый туманъ.

10. Слоистыя (Stratus); ниже 1000 *м*.

Элементами, характеризующими облако въ каждомъ данномъ случаѣ, слѣдуетъ считать: высоту, мощность, направленiе и скорость движенiя.

Принципъ опредѣленiя высоты облаковъ изложенъ выше (стр. 23). Принципъ этотъ подробно развитъ въ книгѣ Коппе. Если произвести рядъ послѣдовательныхъ измѣренiй, то можно вычислить направленiе и абсолютную скорость движенiя облаковъ. Въ послѣднее время стали примѣнять, вмѣсто непосредственныхъ визированiй, одновременное фотографированiе облака съ конечныхъ пунктовъ базиса. Приборы эти называются *фотограмметрами*. Рядъ послѣдовательныхъ снимковъ даетъ матерiалъ для опредѣленiя направленiя и абсолютной скорости облака. Существуютъ также и болѣе простые приборы для опредѣленiя направленiя и угловой скорости движенiя облака (нефоскопы).

Приведемъ здѣсь кратко *общiе* результаты, полученные относительно высоты и скорости движенiя облаковъ.

Наблюденiя показали, что въ отдѣльныхъ случаяхъ высота облаковъ колеблется въ большихъ предѣлахъ. Слѣдующая таблица даетъ предѣлы этихъ колебанiй для двоякаго рода облаковъ (въ *м*):

		Упсала	Голубая гора	Боссекопъ	Павловскъ
Ci		13400 — 5000	14000 — 5400	11720 — 5560	11700 — 4700
Cu	вершина	3600 — 900	— 1500	2930 — 340	5700 — 820
	основанiе	2100 — 700	3000 — 600	2120 — 200	2600 — 700

Облака неодинаково часто образуются въ различныхъ ярусахъ атмосферы, какъ это видно изъ наблюденiй въ Вашингтонѣ въ 1896—97 годахъ. Наибольшее число случаевъ образованiя облаковъ отмѣчено въ поясѣ кучевыхъ облаковъ (2000 *м*); затѣмъ образованiе замедляется и достигаетъ второго максимума въ ярусѣ Cirri (10000 *м*). Облака плаваютъ лѣтомъ выше, а зимою ниже.

Что касается мощности облаковъ, то она можетъ быть весьма значительна. Еще Барраль и Биксiо, во время поднятiя 27 iюля 1850 г., прошли слой облака изъ переохлажденныхъ паровъ толщиной въ 5 *км*, 11 мая 1894 г. аэронавты прошли на высотѣ 1750—5000 *м* слой снѣ-

говыхъ облаковъ, отъ 5000 до 5700 *м* — облако изъ кристалловъ льда; на высотѣ 5700 — 7750 *м* они встрѣтили тончайшую ледяную пыль. Такимъ образомъ, мощность всего пройденнаго облака достигла 6 *км*. Лей приводитъ случай, гдѣ грозовое облако имѣло мощность 9700 *м*.

Изъ имѣющихся въ настоящее время наблюденій видно, что скорость движенія облаковъ, а, слѣдовательно, и скорость воздушныхъ теченій, съ высотою постепенно возрастаетъ. Такъ, въ Боссекопѣ (70° с. ш.) на высотѣ 11000 *м* скорость равна 24.4 *м* въ секунду, т. е. скорости сильной бури. Зимою скорость движенія больше, лѣтомъ меньше.

Слѣдующая таблица даетъ максимальныя скорости для различнаго рода облаковъ лѣтомъ и зимой. Онѣ превосходятъ, въ отдѣльныхъ случаяхъ, скорости сильнѣйшихъ тропическихъ штормовъ:

	Ci	Ci-S	A-Cu	Cu
лѣтомъ . . .	68	62	33	27
зимой . . .	103	81	21	37

Облачность, нефоскопы. Степень облачности опредѣляется, по субъективной оцѣнкѣ наблюдателя, отмѣтками отъ 0 до 10:

0	означаетъ	совершенно ясное небо,
1	»	0.1 часть неба закрыта облаками,
2	»	0.2 части » закрыты »
и т. д.		
10	»	все небо закрыто »

Въ послѣднее время, для опредѣленія облачности, фирма братьевъ Ришаръ въ Парижѣ изготовляетъ особый нефоскопъ Бессона, который состоитъ изъ выпуклаго зеркала, раздѣленнаго на части. Въ зеркалѣ видно отраженное изображеніе небеснаго свода и весьма легко довольно точно оцѣнить степень облачности. Иногда облачность опредѣляютъ въ различныхъ поясахъ небеснаго свода: отъ горизонта до высоты 30°, отъ 30° до 60°, отъ 60° до зенита. Разработка детальныхъ наблюденій показываетъ, что въ ходѣ облачности существуютъ суточные и годовые періоды, которые легко объясняются законами образованія облаковъ.

Облачность, вообще, неодинаково распредѣлена на земной поверхности. Изъ картъ изонефъ Тейссеранъ-де-Бора видно, что, въ болѣе высокихъ широтахъ (45° — 70° с. ш.), наибольшая облачность наблюдается надъ морями и на западныхъ берегахъ материковъ; далѣе, она уменьшается и достигаетъ минимума около 10° — 30° с. ш., затѣмъ опять увеличивается къ экватору. Но особенно мала облачность въ поясѣ пустынь и среди материковъ. Экваторіальное облачное кольцо является слѣдствіемъ сильныхъ восходящихъ токовъ въ области терми-

ческаго экватора. Минимумъ около 30° с. ш. обусловливается нисходящими токами на границѣ тропическихъ областей. Въ высокихъ широтахъ облака менѣе плотны и сосредоточиваются въ болѣе низкихъ слояхъ атмосферы. Въ Россіи, въ зимніе мѣсяцы, наибольшая облачность замѣчается въ области Бѣлаго и Балтійскаго морей (8), наименьшая — на сѣверо-востокѣ Азіи (2). Лѣтомъ максимумъ на Новой Землѣ (7.5), а минимумъ въ западномъ Туркестанѣ (1). Вообще, распредѣленіе облачности, какъ и осадковъ, находится въ тѣсной зависимости отъ общей циркуляціи атмосферы.

Дождемѣры и дождеграфы. Количество осадковъ измѣряется толщиною выпавшаго слоя воды, выраженною въ миллиметрахъ. Для опредѣленія этого количества служатъ дождемѣры. Обыкновенный дождемѣръ настолько простъ, что едва ли слѣдуетъ останавливаться на его устройствѣ и употребленіи. Скажемъ только нѣсколько словъ о градуированіи его измѣрительнаго стакана. Отверстіе дождемѣровъ, примѣняемыхъ на русскихъ станціяхъ, равно 500 *кв см*. Положимъ, что выпалъ слой дождя высотою въ 1 *мм*. Опредѣлимъ объемъ этой воды. Очевидно, что объемъ этой цилиндрической пластинки выпавшей воды будетъ равняться 50 *кб см*. Если поэтому при помощи пипетки возьмемъ 50 *кб см* воды и нальемъ ее въ стеклянный цилиндръ, то объемъ, занятый этой водой, будетъ соотвѣтствовать слою осадковъ въ 1 *мм* толщиною. На наружной стѣнкѣ стекляннаго цилиндра, около поверхности воды, поставимъ дѣленіе 1. Вливая еще 50 *кб см* воды, мы найдемъ дѣленіе 2 и т. д. Такимъ образомъ, цилиндръ раздѣлится на части, соотвѣтствующія 1, 2, 3 и болѣе *мм* выпадающей воды. Если каждое дѣленіе раздѣлимъ на 10 равныхъ частей, то получимъ возможность оцѣнивать десятыя доли *мм*.

Количество снѣга опредѣляютъ также толщиной слоя воды, которая получается послѣ таянія снѣга. Кромѣ того, на метеорологическихъ станціяхъ измѣряютъ еще толщину снѣгового покрова, помощью рейки, а также плотность снѣга, т. е. отношеніе его вѣса къ объему.

Существуютъ еще самопишущіе дождемѣры или плювіографы. См. «Метеорологію», ч. I, стр. 573 и далѣе.

Географическое распредѣленіе осадковъ. Географическое распредѣленіе осадковъ на земной поверхности есть функція общей циркуляціи атмосферы, взаимнаго распредѣленія суши и моря, орографіи нашей планеты и распредѣленія тепла. Изъ сочетанія этихъ факторовъ можно a priori составить общую схему распредѣленія осадковъ на земной поверхности. Въ тѣхъ областяхъ, гдѣ происходятъ сильныя восходящія теченія очень влажнаго воздуха, количество осадковъ должно достигать максимума. Такіе восходящіе токи имѣютъ мѣсто въ области

термическаго экватора, а также вдоль горныхъ склоновъ, лежащихъ на пути господствующихъ вѣтровъ, дующихъ съ теплыхъ морей. Такъ какъ пары сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы, то даже невысокая цѣпь горъ можетъ уже задержать значительное количество паровъ. Кромѣ того, восходящія теченія возможны, какъ это показалъ Кеппенъ, при вступленіи влажнаго теченія вообще на материкъ. Дѣйствительно, массы воздуха, вступая на берегъ, встрѣчаютъ сопротивленіе со стороны неровностей почвы. Движеніе его внизу замедляется, а потому вступающій столбъ воздуха долженъ, такъ сказать, вытягиваться въ вертикальномъ направленіи, т. е. вызвать восходящіе токи, а, слѣдовательно, конденсацію паровъ. На основаніи сказаннаго, мы вправѣ ожидать значительныхъ осадковъ въ области термическаго экватора, а также въ сѣверномъ полушаріи, вдоль западныхъ береговъ Стараго и Новаго свѣта; осадки обильны у южныхъ, юго-восточныхъ и восточныхъ береговъ Азіи и Зондскихъ острововъ, во время господства лѣтняго муссона, и у соотвѣтствующихъ береговъ Сѣверной Америки въ лѣтніе мѣсяцы. Осадки должны падать до минимума въ области нисходящихъ токовъ, а также—въ частяхъ материковъ, лежащихъ далеко вглубь континентовъ по отношенію къ водоносным ъ вѣтрамъ. На этомъ основаніи можно думать, что по обѣ стороны дождевого экватора количество осадковъ постепенно и довольно быстро убываетъ до границъ тропическаго пояса; здѣсь, на океанѣ, должна существовать область, наименѣе орошенная, а на сушѣ возможенъ даже рядъ пустынь. Вообще, кольцо слабыхъ осадковъ должно опоясывать земной шаръ, приближаясь или удаляясь отъ экватора, въ зависимости отъ орографическихъ условій и перемѣщенія кольца высокихъ давленій динамическаго происхожденія. Далѣе къ сѣверу количество осадковъ должно опять увеличиваться; при этомъ можно предполагать, что количество ихъ въ умѣренномъ поясѣ Стараго свѣта уменьшается отъ запада къ востоку и на крайнемъ востокѣ опять увеличивается въ области юго-восточнаго муссона. Въ Сѣверной Америкѣ мы вправѣ ожидать, въ средней части материка, сухую полосу, окаймленную, какъ съ востока такъ и съ запада, болѣе орошенной страной. Арктическій поясъ долженъ быть мало орошенъ, такъ какъ низкая температура препятствуетъ атмосферѣ принять значительный запасъ влаги. Таковы апріорныя соображенія относительно вѣроятнаго средняго распредѣленія осадковъ на земной поверхности.

Составленная выше вѣроятная схема распредѣленія осадковъ вполнѣ подтверждается наблюденіями, какъ это видно изъ карты *изогіетъ*, составленной Зупаномъ.

Для характеристики возможнаго *максимальнаго* годового количества осадковъ приведемъ нѣсколько чиселъ:

Европа.	Бергенъ, Норвегія	1850 *мм*
	Бенъ-Невисъ, Шотландія	3800 »
	Стай Гэдъ Англія	4310 »
	Црквице, Далмація	4360 »
Америка.	Ситха, Аляска	2070 »
	Грейтоунъ, Никарагуа	6580 »
Африка.	Сіерра Леоне, зап. берегъ	4300 »
	Камерунъ	4160 »
Азія. Область муссоновъ.	Магадалешваръ	6830 »
	Бавра	6390 »

Въ Черрапунджи (въ провинціи Ассамъ въ Индіи) среднее годовое количество осадковъ (1895—1903) составляетъ 11223 *мм*; на станціи Дебундша, у западнаго подножья Камерунскаго Пика (1895—1903), — 10454 *мм*. Наибольшее годовое количество воды выпало:

въ Черрапунджи	въ 1851 году, а именно	14789 *мм*
» Дебундша	» 1902 » , » »	14133 »

Суточное же количество выпавшей въ Черрапунджи влаги достигло однажды 1036 *мм*.

Годовое количество осадковъ различнымъ образомъ распредѣляется по временамъ года, соотвѣтственно географическимъ условіямъ. Существуютъ слѣдующіе главные типы годового распредѣленія осадковъ.

Въ *экваторіальной* зонѣ постоянно происходятъ сильные восходящіе токи; они достигаютъ наибольшей силы тогда, когда солнце находится въ зенитѣ или вблизи зенита, что бываетъ, въ каждой точкѣ экватора, два раза въ годъ. Въ виду этого въ экваторіальной зонѣ существуетъ два максимума усиленія осадковъ, послѣ времени равноденствій. Эта область двойного максимума обнимаетъ приблизительно поясъ отъ 10^0 с. ш. до 10^0 ю. ш.

Тропическія области расположены вплоть до тропиковъ и даже нѣсколько дальше; въ этихъ областяхъ солнце бываетъ, въ теченіе года, одинъ разъ въ зенитѣ или вблизи зенита. Къ этому времени усиливаются дожди и даютъ одинъ максимумъ въ годъ.

Область муссоновъ. Большія области суши въ лѣтнее время сильно нагрѣваются и даютъ импульсъ для интенсивныхъ восходящихъ токовъ. Въ тѣхъ частяхъ, которыя лежатъ на пути вѣтровъ, идущихъ съ теплаго моря, должны происходить обильные осадки. Интенсивность осадковъ увеличивается, если на пути подобнаго водоноснаго вѣтра расположены горные хребты. Очевидно, что осадки въ подобныхъ областяхъ должны имѣть сезонный характеръ и чередоваться съ болѣе сухимъ временемъ года. Таковы осадки, выпадающіе въ Индіи, Индо-Китаѣ, на Зондскихъ островахъ и вдоль восточныхъ береговъ Азіи.

Въ *умѣренномъ* поясѣ восходящіе токи имѣютъ мѣсто въ господствующихъ здѣсь циклоническихъ движеніяхъ; эти циклоны являются результатомъ общей циркуляціи или слѣдствіемъ сильныхъ мѣстныхъ нагрѣваній. Большіе атмосферическіе вихри наиболѣе часты зимою; чаще всего они изливаютъ свои осадки надъ океаномъ и берегами; надъ континентами же умѣреннаго пояса преобладаютъ *лѣтніе* осадки. Выпадаютъ они въ мѣсяцы наиболѣе высокаго стоянія солнца. Вообще надъ континентами осадки почти вездѣ, отъ экватора до высокихъ широтъ, слѣдуютъ за солнцемъ. Надъ океанами и берегами умѣреннаго пояса преобладаютъ зимніе осадки.

Субтропическій поясъ зимнихъ дождей лежитъ между $28^0 - 40^0$ сѣв. широты и расположенъ въ западныхъ частяхъ континентовъ; на восточныхъ берегахъ въ этихъ широтахъ преобладаютъ мусонные осадки. Мы знаемъ, что восходящій экваторіальный токъ, поднявшись на экваторѣ, направляется въ болѣе высокія широты. На границѣ тропическаго пояса онъ опускается, образуя нисходящій токъ и кольцо высокихъ давленій, которое почти неразрывно опоясываетъ земной шаръ; особенно явственна часть этого кольца надъ океанами; части кольца высокихъ давленій, лежащія надъ сушей, ослабляются и компенсируются, въ лѣтніе мѣсяцы, противодѣйствующимъ имъ расширеніемъ воздуха и восходящимъ токомъ, вслѣдствіе нагрѣванія. Во всей своей полнотѣ кольцо это проявляется въ зимніе мѣсяцы: въ это время континентальная часть кольца усиливается сильными зимними охлажденіями и, слѣдовательно, нисходящими токами. Въ области этого динамическаго кольца высокихъ давленій осадки слабы, ибо воздухъ, опускаясь, удаляется отъ точки насыщенія. Но къ зимѣ это кольцо отходитъ къ экватору (такъ какъ оно перемѣщается всегда за движеніемъ солнца), и промежуточная область между тропической зоной и умѣреннымъ поясомъ представляетъ арену сильнѣйшей вихревой дѣятельности съ неизбѣжнымъ ея спутникомъ — дождями. Зимніе дожди субтропической зоны ограничиваются вообще берегами. Только благодаря тому, что Средиземное море глубоко врѣзывается въ сушу, область зимнихъ дождей можно прослѣдить до передней Азіи. Въ другихъ мѣстахъ (на западныхъ берегахъ Америки, южной Африки и Австраліи) зона зимнихъ дождей имѣетъ очень малое развитіе. У восточныхъ береговъ материковъ въ этихъ широтахъ субтропическій характеръ осадковъ вытѣсняется муссоннымъ. Вліяніе горъ, стоящихъ на пути водоносныхъ вѣтровъ, было уже нѣсколько разъ указано.

Въ климатологіи различаютъ еще слѣдующіе элементы, характеризующіе распредѣленіе осадковъ: 1) число дней съ осадками; на русскихъ станціяхъ принято считать днемъ съ осадками такой день, въ который измѣрено въ дождемѣрѣ не менѣе 0.1 *мм*; 2) количество осад-

ковъ, приходящееся на каждый дождливый день; 3) вѣроятность дождя, т. е. отношеніе числа дней съ осадками, выпавшими въ теченіе извѣстнаго періода, къ общему числу дней того же періода. Эти факторы, какъ узко климатологическіе, оставляемъ безъ разсмотрѣнія и отсылаемъ читателя къ курсамъ климатологіи.

Снѣговая линія; лавины и глетчеры. Извѣстно, что въ странахъ холодныхъ и обильныхъ твердыми осадками, а также на высокихъ горахъ, выпавшій снѣгъ не успѣваетъ стаять въ теплое время года; приходъ больше расхода, вслѣдствіе чего образуется такъ называемый «вѣчный снѣгъ». Для образованія вѣчнаго снѣга необходима не только достаточно низкая температура, но и обиліе осадковъ. Такъ, напримѣръ, большая часть Сибири имѣетъ среднюю температуру года ниже 0° (на *NE* даже до —18°), но поверхность ея свободна отъ вѣчнаго снѣга, исключая горныхъ вершинъ, потому что количество осадковъ тамъ, особенно зимою, совершенно ничтожно. Нижняя граница вѣчнаго снѣга называется *снѣговой линіей*. Высота снѣговой линіи, не только подъ разными широтами, но и подъ одной и той же широтой, весьма различна; она зависитъ какъ отъ средней температуры мѣста, такъ и отъ количества осадковъ. Въ тропическомъ поясѣ снѣговая линія достигаетъ 5000—6000 *м*. Подъ 70° с. ш. и 54° ю. ш. она почти одинакова (500—900 *м*), что объясняется тѣмъ, что въ южномъ полушаріи количество осадковъ больше, чѣмъ въ сѣверномъ, и лѣто сравнительно прохладное. Въ сѣверномъ полушаріи снѣговая линія нигдѣ, сколько извѣстно, не опускается до уровня моря, тогда какъ въ южномъ, на параллели 54° ю. ш., снѣговая линія опускается до уровня моря (на островѣ Южной Георгіи). Въ Тибетѣ, благодаря сухости климата, не встрѣчается вѣчнаго снѣга даже на высотѣ 6100 *м* надъ уровнемъ моря. Накопленіе снѣга выше снѣговой линіи постоянно компенсируется, кромѣ лѣтняго таянія, еще двумя путями. Часть его падаетъ, время отъ времени, въ формѣ *лавинъ*, другая, уплотненная, медленно сползаетъ внизъ, образуя величественныя ледяныя рѣки, *ледники*, или *глетчеры*. Для образованія глетчера нужны два условія: достаточное количество осадковъ и соотвѣтствующія орографическія условія, т. е. высокая обширная котловина для накопленія матеріала глетчера (фирна), открывающаяся въ медленно спускающуюся долину. Котловину эту можно уподобить верховью или истоку рѣки, вырабатывающему матеріалъ, питающій глетчеръ. Сползая внизъ и выдерживая давленіе всѣхъ выше лежащихъ слоевъ, первоначальный фирнъ (рыхлый и зернистаго строенія) постепенно уплотняется и обращается въ ледъ. Но этотъ ледъ, однако, отличается отъ рѣчного: онъ обнаруживаетъ слоистость и чередованіе слоевъ чистаго льда со слоями полупрозрачнаго отъ избытка включенныхъ пузырьковъ воздуха.

Изслѣдованіе глетчеровъ относится къ области динамической геологіи. Мы лишь остановимся кратко на физической сторонѣ вопроса. Главная физическая особенность глетчеровъ заключается въ томъ, что они въ своихъ движеніяхъ воспроизводятъ внѣшнимъ образомъ теченіе рѣки или пластической массы. И дѣйствительно, при прямолинейномъ, слегка наклонномъ, ложѣ, вся масса льда, въ общемъ, движется безъ разрыва сплошности; но подобно тому, какъ и въ рѣкѣ, различныя точки какого-нибудь поперечнаго сѣченія движутся съ различными скоростями; наибольшую скорость имѣютъ точки, лежащія посерединѣ; скорость уменьшается къ берегамъ. Если русло глетчера дѣлаетъ поворотъ, то геометрическое мѣсто точекъ, имѣющихъ наибольшую скорость, отклоняется отъ середины, приближаясь къ выпуклому берегу. Если въ извѣстномъ мѣстѣ русло раздваивается, то и глетчеръ дѣлится на двѣ вѣтви; обратно, два ледяныя теченія могутъ сливаться, образуя одинъ общій глетчеръ. Ледяныя массы глетчера огибаютъ скалы, встрѣчающіяся имъ на пути. Но, конечно, эта аналогія глетчера съ движущейся рѣкой или пластической массой теряется, если мы перейдемъ къ детальному изученію ледника. Глетчеръ испещренъ трещинами различнаго происхожденія. Мы сказали, что различныя точки одного и того же сѣченія имѣютъ различныя скорости: среднія точки движутся быстрѣе, боковыя перемѣщаются медленнѣе. Вслѣдствіе этого, боковыя части ледника испытываютъ *натяженія* по направленію, составляющему уголъ въ 45^0 съ краями глетчера, и *давленія* по направленію, перпендикулярному къ линіямъ натяженія. Въ результатѣ этихъ двухъ дѣйствій является рядъ трещинъ, идущихъ перпендикулярно къ линіямъ натяженія. Если русло круто мѣняетъ свое паденіе, то ледъ, слѣдуя за этимъ уклономъ, истрескивается въ поперечномъ направленіи и образуетъ *ледопадъ*. Если русло принимаетъ опять свой обычный уклонъ, то трещины опять смыкаются. Если ледъ изъ узкой долины переходитъ въ широкую, то на его поверхности является рядъ лучеобразныхъ продольныхъ трещинъ, которыя опять могутъ сомкнуться при переходѣ въ болѣе узкое ложе.

На краяхъ ледниковъ накопляются обыкновенно камни и мусоръ, падающій на ледъ съ горныхъ склоновъ, мимо которыхъ онъ проходитъ; это такъ называемыя *боковыя морены*. Если два ледника сливаются, то ихъ боковыя морены соединяются въ одну, образуя *срединную морену*. Кромѣ боковыхъ и срединныхъ есть еще конечныя морены — скопленіе камней и мусора въ томъ мѣстѣ, гдѣ ледникъ оканчивается, т. е. тамъ, гдѣ успѣваетъ стаивать весь ледъ, приносимый ледникомъ.

Скорость движенія ледниковъ вообще больше лѣтомъ, чѣмъ зимой; она зависитъ также отъ величины уклона русла и отъ размѣровъ ледника. Въ Альпахъ она болѣе 100 *м* въ годъ (лѣтомъ до $^3/_4$ *м* въ день).

Для физика особенный интересъ представляетъ теорія движенія глетчеровъ. Какимъ образомъ столь хрупкое тѣло какъ ледъ сползая, въ общемъ уподобляется теченію пластической массы? Предложено нѣсколько теорій движенія глетчеровъ. Извѣстно, что точка плавленія большей части тѣлъ повышается съ повышеніемъ давленія. Исключеніе составляютъ вода, висмутъ. Для воды повышеніе давленія понижаетъ температуру плавленія. Въ ледникѣ массы льда, особенно на поворотахъ и въ узкихъ проходахъ, подвергаются сильному давленію всѣхъ слоевъ его, выше лежащихъ. Подъ вліяніемъ этихъ высокихъ давленій нѣкоторыя части льда плавятся; освободившись отъ повышенныхъ давленій, эти массы опять замерзаютъ. Такимъ образомъ, въ массѣ глетчера происходятъ непрерывные процессы частичныхъ таяній и замерзаній; вслѣдствіе этого, общее впечатлѣніе таково, какъ будто бы въ руслѣ глетчера протискивается пластическое тѣло, способное къ жидкостнымъ перемѣщеніямъ безъ разрыва сплошности. Но существуетъ и другое воззрѣніе. Извѣстно, что два кусочка льда могутъ, особенно при температурахъ, близкихъ къ 0^0, смерзаться. При движеніи глетчера его масса изрѣзывается множествомъ мелкихъ трещинъ, которыя, при переходѣ льда въ другое мѣсто, опять смерзаются. Съ точки зрѣнія этого взгляда, перемѣщеніе массы льда можно разсматривать, какъ послѣдовательный процессъ растрескиваній и смерзаній. Общее впечатлѣніе таково, какъ будто вся масса сохраняетъ непрерывно свою пластичность. Нужно замѣтить, что въ настоящее время перегородки, раздѣляющія твердыя и жидкія тѣла, постоянно сокращаются. Извѣстныя свойства мы находимъ какъ въ твердыхъ, такъ и въ жидкихъ тѣлахъ, но только въ различной степени. Опыты надъ истеченіемъ твердыхъ тѣлъ (Треска, Шпринга и другихъ) показали, что твердыя тѣла способны къ жидкостнымъ движеніямъ безъ разрыва сплошности; другими словами, всѣ тѣла болѣе или менѣе пластичны, но только предѣлъ этой пластичности весьма различенъ. Напримѣръ, ледяная доска, опирающаяся на свои концы, подъ дѣйствіемъ своего вѣса можетъ дать изгибъ; если повернемъ доску другой стороной, то направленіе изгиба мѣняетъ знакъ. Металлъ, заключенный въ цилиндрическихъ плотныхъ сосудахъ, въ которыхъ сдѣланы боковыя отверстія, подъ дѣйствіемъ высокаго давленія, истекаетъ струей, на подобіе жидкости. Отдѣльные куски тѣлъ спаиваются подъ высокимъ давленіемъ въ компактный кусокъ; напримѣръ, безцвѣтный почти порошокъ мѣднаго купороса образуетъ голубые кристаллы. Налитая на наклонную плоскость отвердѣвшая масса смолы, съ теченіемъ времени, начинаетъ течь подъ дѣйствіемъ собственной тяжести, образуя искусственный «смоляной глетчеръ». Ледъ способенъ также къ подобнымъ жидкостнымъ теченіямъ, и этимъ свойствомъ объясняются всѣ особенности въ движеніи глетчеровъ. До тѣхъ поръ,

пока не пройденъ предѣлъ пластичности, ледъ течетъ, какъ сплошное тѣло. Въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ сплошность нарушена, массы льда разрываются, образуя трещины, которыя дальше опять закрываются и спаиваются.

Глетчеры полярныхъ странъ спускаются непосредственно къ уровню моря и въ долинахъ, выходящихъ къ морю, врѣзываются въ него; отрываясь отъ общей массы, они уносятся теченіями и плаваютъ въ формѣ «ледяныхъ горъ», или «айсберговъ». Высота подобныхъ айсберговъ бываетъ иногда весьма значительна. Наблюдали айсберги, возвышающіеся на 70—80 *м* надъ уровнемъ воды. Замѣтимъ, что еще болѣе значительная часть ихъ скрывается подъ водой. Пусть пловучая льдина имѣетъ форму прямоугольнаго параллелепипеда, основаніе котораго равно m, а высота n; пусть часть ея, равная x, погружена въ воду. По закону Архимеда, вѣсъ всей льдины долженъ равняться вѣсу вытѣсненной воды; но вѣсъ льдины $= m(n+x)d$, гдѣ d плотность льда; вѣсъ вытѣсненной воды $= mxd_1$, гдѣ d_1 плотность морской воды. Для равновѣсія нужно, чтобы:

$$m(n+x)d = mxd_1; \text{ откуда } x = \frac{nd}{d_1 - d}. \qquad (93)$$

Но $d = 0.91$, $d_1 = 1.027$; слѣд., $x = n \times 7.8$. Слѣдовательно, если высота надводной части льдины равна 80 *м*, то высота ея подводной части составитъ 604 *м*. Айсберги уносятся теченіями въ болѣе низкія широты и вызываютъ нерѣдко пониженіе температуры. Южная граница айсберговъ, въ сѣверной части Атлантическаго океана, доходитъ до 40^0 с. ш. Въ отдѣльныхъ случаяхъ айсберги могутъ достигать даже Антильскихъ острововъ, какъ это было въ іюлѣ 1818 г.

XIII.

Температура и давленіе въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

Методы изслѣдованія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы: горныя обсерваторіи, воздушныя поднятія, змѣйковыя станціи. При помощи луча свѣта полученъ, какъ мы уже видѣли, рядъ указаній относительно различныхъ ярусовъ атмосферы. Но современная наука не можетъ довольствоваться одними только *косвенными* указаніями. Необходимо непосредственно проникнуть возможно выше съ измѣрительными приборами въ рукахъ, тѣмъ болѣе, что въ высокихъ слояхъ атмосферы находится ключъ къ рѣшенію многихъ основныхъ задачъ метеорологіи.

Наука давно уже пользуется отдѣльными горными вершинами для устройства сторожевыхъ метеорологическихъ пунктовъ. При устройствѣ *горныхъ* станцій необходимо имѣть въ виду, чтобы избираемая для наблюденій вершина была какъ можно ближе къ условіямъ *свободной* атмосферы. Въ настоящее время имѣется уже цѣлый рядъ горныхъ станцій: Пикъ-дю-Миди (2880 *м*), Сэнтисъ (2500 *м*), Зоннбликъ (3106 *м*), Монбланъ (4359 *м*). До настоящаго времени наиболѣе выдвинуты были станціи на Монбланѣ (4359 *м*) и на Пайксъ-Пикъ (нынѣ упразднена) въ Сѣверн. Америкѣ (4308 *м*). Самопишущіе приборы были установлены на вершинѣ потухшаго вулкана Аль-Мисти, въ Перу, на высотѣ 5830 *м*.

Столь же давно наука прибѣгаетъ къ воздушнымъ шарамъ. Цѣлыя сотни поднятій совершены въ истекшемъ столѣтіи. Коренная важность этихъ поднятій настолько возросла, что въ послѣдніе годы поднятія приняли характеръ международныхъ предпріятій.

Въ девяностыхъ годахъ истекшаго столѣтія, — главнымъ образомъ, по иниціативѣ Роча, директора обсерваторіи на Блю-Гилль въ Америкѣ, — стали примѣнять *змѣи* для изученія болѣе низкихъ слоевъ атмосферы. Наибольшая высота, до которой удалось поднять змѣй съ самопишущими приборами, равна 6518 *м* надъ поверхностью земли или 7044 *м* надъ уровнемъ моря. Въ настоящее время змѣйковыя станціи получили весьма широкое распространеніе и дали уже весьма важные научные результаты.

Человѣку удалось до настоящаго времени подняться непосредственно до высоты 10100 *м*. Чтобы получить вѣсти изъ болѣе высокихъ слоевъ, оставалось еще одно средство: пускать свободные шары (ballons sondes), безъ наблюдателей, но снабженные самопишущими приборами. При посредствѣ такихъ шаровъ достигнута, 5-го ноября 1908 года, высота 29040 *м*.

Наблюденія горныхъ станцій. Многочисленныя наблюденія горныхъ станцій показали, что вообще температура убываетъ въ среднемъ на 0,58° на каждые 100 *м* поднятія. Въ измѣненіяхъ температуры съ высотою существуютъ суточные и годовые періоды. Ночью почва охлаждается, и болѣе холодныя массы воздуха стекаютъ внизъ, въ долины; вслѣдствіе этого происходитъ болѣе медленное паденіе температуры съ высотою въ ночные часы.

Паденіе температуры съ высотою испытываетъ также *годовой* ходъ. Въ тропическомъ поясѣ этотъ ходъ обусловливается смѣной сухого и влажнаго или дождливаго времени года. Въ среднихъ и высшихъ широтахъ температура падаетъ быстрѣе лѣтомъ и медленнѣе зимою. Наиболѣе быстрое паденіе наблюдается раннимъ лѣтомъ. Въ это время года на горахъ снѣгъ таетъ или только-что растаялъ, что препятствуетъ еще нагрѣванію; между тѣмъ внизу поверхность почвы, давно уже

свободная отъ снѣга, можетъ сильно нагрѣваться. Воздушныя поднятія показали, что и въ свободной атмосферѣ наиболѣе быстрое паденіе также происходитъ весной.

Если сгруппировать болѣе полныя наблюденія горныхъ станцій, то получимъ слѣдующій *средній* годовой ходъ:

январь . . .	0.30°	іюль	0.70°
февраль . . .	0.53	августъ . . .	0.66
мартъ . . .	0.67	сентябрь . . .	0.57
апрѣль . . .	0.62	октябрь . . .	0.54
май	0.71	ноябрь . . .	0.52
іюнь	0.75	декабрь . . .	0.30
	годъ	0.58°.	

Вообще, до высоты горныхъ станцій можно принять, безъ значительной погрѣшности, что температура, въ *среднемъ*, убываетъ по слѣдующему простому закону:

$$t_h = t_0 - ah, \tag{94}$$

гдѣ t_0 — температура на земной поверхности,
» t_h » » высотѣ h,
» a — постоянный коэффиціентъ, вычисленный изъ наблюденій.

Раньше мы видѣли также, что ночью и зимою пониженіе температуры съ высотою можетъ перейти въ повышеніе. Вообще, распредѣленіе температуры на склонахъ, вершинахъ, въ долинахъ и горныхъ странахъ весьма сложно и представляетъ много кажущихся аномалій, которыя легко объяснить въ каждомъ данномъ случаѣ, если принять во вниманіе орографическія условія мѣстности. Напримѣръ, возможно, что средняя температура долинъ, въ зимніе мѣсяцы, можетъ быть ниже, чѣмъ мѣстъ, лежащихъ выше. Обращеніе температуры съ высотою можно считать нормальнымъ явленіемъ во всѣхъ горныхъ странахъ болѣе высокихъ широтъ въ теченіе зимнихъ мѣсяцевъ (декабрь и ноябрь). Особенно большое распространеніе оно должно имѣть на сѣверо-востокѣ Азіи, въ области наиболѣе низкихъ зимнихъ температуръ, какъ это указалъ Воейковъ. Слишкомъ низкія температуры въ этой области слѣдуетъ именно приписать скопленію холоднаго воздуха у поверхности земли въ зимніе мѣсяцы. Эти низкія температуры усиливаются здѣсь чисто орографическими условіями. Повышеніе температуры съ высотою можетъ совершаться иногда въ весьма широкихъ предѣлахъ. Такъ, въ декабрѣ 1879 года, когда надъ всей западной Европой распространилось высокое давленіе при весьма низкой температурѣ, термометръ на Пюй-де-Домъ (1446 *м*) показывалъ выше, чѣмъ въ Клермонъ-Ферранѣ (365 *м*):

17 декабря на	. . . . . .	17.0°
21 » »	. . . . . .	20.0
22 » »	. . . . . .	21.0
26 » »	. . . . . .	20.2.

Подобное обращеніе температуры съ высотою можно констатировать и въ свободной атмосферѣ до весьма значительныхъ высотъ. Напримѣръ, во время поднятія 10 января 1901 года изъ Вѣны температура на высотѣ 1600 *м* оказалась +2.0°, тогда какъ на поверхности земли она равнялась —11.0°.

Результаты воздушныхъ поднятій. Еще интереснѣе вопросъ объ измѣненіяхъ температуры въ свободной атмосферѣ до наибольшихъ, доступныхъ наблюденію, высотъ. Результаты, полученные въ настоящее время, совершенно измѣнили наши прежніе взгляды на температурныя условія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы. Оказалось, что въ высокихъ ярусахъ атмосферы температура гораздо ниже, и законъ ея измѣненія совершенно иной, чѣмъ это слѣдовало изъ старыхъ наблюденій Глешера. Обнаружилось далѣе, что на большихъ высотахъ колебанія температуры, отъ одного дня къ другому, иногда достигаютъ 15 и болѣе градусовъ. Найдено, наконецъ, что на высотѣ 8 — 11 *км* наступаетъ инверсія: паденіе температуры останавливается (изотермическій слой) или даже переходитъ въ повышеніе. Приведемъ, прежде всего, среднее распредѣленіе тепла на различныхъ высотахъ надъ средней Европой:

километры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
температуры	5.0	0.5	—4.0	—9.2	—15.4	—22.0	—29.0	—36.2	—43.2	—49.2°
паденіе температуры на 100 *м*	0.45	0.45	0.52	0.62	0.66	0.70	0.72	0.72	0.60°.	

Какъ видно, температура въ болѣе низкихъ слояхъ (до 4 *км*), въ среднемъ, падаетъ медленнѣе. Главная причина этого замедленія заключается въ томъ, что въ нижнихъ слояхъ возможно, какъ мы видѣли, обращеніе (инверсія) температуры не только зимою, но и лѣтомъ (въ ночные часы). Кромѣ того, слой, лежащій на высотѣ 2—3 *км*, совпадаетъ съ ярусомъ наиболѣе обильнаго образованія облаковъ; въ этомъ слоѣ выдѣляющееся, при образованіи облаковъ, скрытое тепло нѣсколько компенсируетъ паденіе температуры.

Если черезъ точки атмосферы, имѣющія одинаковыя температуры, проведемъ непрерывную поверхность, то получимъ такъ называемую *изотермическую* поверхность. Поверхности эти можемъ провести черезъ каждые 2 — 3 или болѣе градуса. Изотермическія поверхности атмосферы постоянно перемѣщаются, то приближаясь къ земной поверхности, то опять удаляясь отъ нея. Въ зимніе мѣсяцы вся система изо-

термическихъ поверхностей лежитъ, въ среднемъ, ниже, чѣмъ въ лѣтніе. Въ слѣдующей таблицѣ показана средняя высота различныхъ изотермъ въ Парижѣ по Тейссеранъ-де-Бору:

	въ февралѣ	въ августѣ
0°	0.3 *км*	3.4 *км*
—20	4.8 »	7.0 »
—40	7.8 »	9.5 »
—50	9.0 »	11.0 »

Затуханіе *годовыхъ* колебаній происходитъ, очевидно, выше 11 *км*. *Суточныя* же колебанія прекращаются въ свободной атмосферѣ, по всей вѣроятности, на высотѣ 1 — 1.5 *км*.

Въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы законъ паденія температуры замаскированъ мѣстными вліяніями и частыми инверсіями. Въ слоѣ наиболѣе обильнаго образованія облаковъ паденіе это замедляется выдѣляющимся скрытымъ тепломъ. Въ болѣе высокихъ слояхъ уменьшеніе температуры съ высотою идетъ опять быстрѣе, приближаясь къ адіабатическому измѣненію сухого воздуха.

Инверсія температуры въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Наблюденія Ассманна, а также Тейссеранъ-де-Бора открыли новый интересный, пока не разъясненный, фактъ: на высотѣ 8 — 11 *км* обнаруживается слой однообразной температуры *(изотермическій)*, а далѣе замѣтно даже повышеніе ея (инверсія).

Въ изотермической зонѣ наблюдаютъ полное прекращеніе пониженія температуры съ высотою, которое иногда наступаетъ вдругъ. Но пріостановка эта начинается на различныхъ высотахъ; съ другой стороны, абсолютная величина температуры, отъ одного дня къ другому, измѣняется столь сильно, что система изотермъ многихъ, другъ за другомъ слѣдующихъ, дней представляетъ весьма сложную картину, совершенно отличную отъ распредѣленія температуръ средняго яруса. Къ удивленію нашему убѣждаемся, что, вдали отъ почвы, которая считается регуляторомъ тепловыхъ условій атмосферы, температура, на протяженіи нѣсколькихъ дней, можетъ испытывать измѣненія, равновеликія или даже бóльшія, чѣмъ тѣ, которыя, въ то же время, испытываютъ слои, лежащіе у земной поверхности. Это явленіе перестаетъ быть загадкой, если допустимъ, что слой, въ которомъ температура съ высотой перестаетъ убывать, составляетъ границу той части атмосферы, въ которой происходитъ движеніе съ сильной вертикальной составляющей (циклоны и антициклоны). Но высота этого слоя неодинакова, а отсюда, слѣдовательно, понятно, почему изотермы высокихъ слоевъ атмосферы претерпѣваютъ большія колебанія. Ассманнъ указываетъ, что начало изотермической зоны совпадаетъ съ нижней границей перистыхъ облаковъ.

Новѣйшія наблюденія на станціяхъ Линденбергъ и Уккль. Приведенныя выше числа представляютъ среднія результаты. Разсмотримъ теперь ближе различныя детали въ ходѣ вертикальнаго паденія температуры, основываясь на наблюденіяхъ, произведенныхъ на станціяхъ Линденбергъ и Уккль (въ Бельгіи) въ теченіе 1905—1907 годовъ. 11 апрѣля 1905 года шаръ-зондъ, выпущенный изъ Линденберга, отмѣтилъ:

высота въ *км*	температура	высота въ *км*	температура
0.5	12.4°	6.0	—13.4°
1.0	10.6	7.0	—19.1
1.5	8.6	8.0	—24.5
2.0	6.7	9.0	—32.8
2.5	4.1	10.0	—40.9
3.0	1.8	11.0	—47.7
4.0	—3.1	12.0	—55.8
5.0	—8.1	13.0	—60.0.

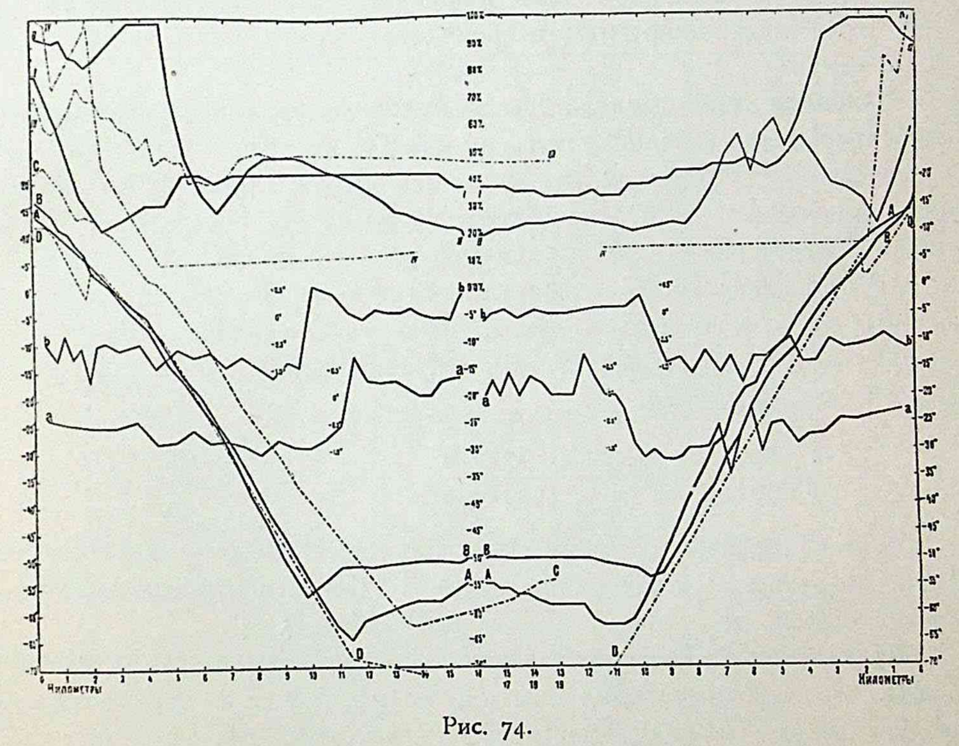


Рис. 74.

Но далеко не всегда температура падаетъ такъ плавно и непрерывно; часто замѣчается обращеніе температуры и даже перемежаемость болѣе высокихъ и болѣе низкихъ температуръ. Другими словами, атмосфера имѣетъ какъ будто «пластинчатое» строеніе.

На рис. 74 графически представлены результаты четырехъ поднятій 1906 года со станціи Уккль: 7 іюня (кривая *AA*), 5 іюля (кривая *BB*),

2 августа (кривая *CC*) и 4 октября (кривая *DD*). Всѣ эти поднятія рѣзко обнаружили инверсію на высотѣ отъ 10 до 14 *км*. Кривыя I, II, III и IV представляютъ ходъ относительной влажности для тѣхъ же поднятій, а кривыя *aa* и *bb* — ходъ вертикальнаго градіента температуры на различныхъ высотахъ.

Нельзя не остановиться кратко на результатахъ замѣчательнаго поднятія 5 ноября 1908 г. изъ Уккля. Большая инверсія началась на высотѣ 12950 *м* при температурѣ — 67.8°, относительной влажности 25% и давленіи воздуха 124 *мм*; на высотѣ 20680 *м* температура повысилась до — 61.1°, давленіе упало до 35 *мм*, а влажность понизилась до 24%. Шаръ достигъ небывалой до того высоты, а именно **29040** *м* при температурѣ — 63.4°, относительной влажности 27% и давленіи ниже 10 *мм*. При обратномъ спускѣ наиболѣе низкая температура (— 67.8°) и, вмѣстѣ съ тѣмъ, конецъ инверсіи отмѣчены на высотѣ 12880 *м* при 25% относительной влажности. Все поднятіе продолжалось 1 ч. 53 м. 36 с., при чемъ шаръ упалъ на разстояніи 80 *км* къ *NNW* отъ Уккля. Внизу въ это время дулъ вѣтеръ *NNE* со скоростью 1 *м* въ секунду.

Наиболѣе низкія температуры въ высокихъ, доступныхъ наблюденію, слояхъ атмосферы. Различные подъемы изъ Траппа дали — 69.0°, — 71.4°, — 72.9° и — 73.8° (послѣднее число на высотѣ 14300 *м*). На станціи Уккль получено — 72.0° (на высотѣ 11252 *м*). Въ обсерваторіи Линденбергъ отмѣчено — 73.0° (3 августа 1905 г., на высотѣ 10200 *м*) и — 76.0° (4 апрѣля 1905 г., на высотѣ 15600 *м*). Въ настоящее время найдены еще болѣе низкія числа. Рочъ въ Сенъ-Луи получилъ 25 декабря 1905 года, на высотѣ 14800 *м*, температуру — 85.6°. Въ Вѣнѣ отмѣчено въ 1905 году:

2 марта на высотѣ	9717 *м*	— 85.4°
4 апрѣля на »	11010 *м*	— 79.6.

Такимъ образомъ, инструментально измѣренныя температуры на земной поверхности колеблятся отъ + 70° (на днѣ буровой скважины въ Паруховицѣ) до — 85.4°, т. е. въ предѣлахъ 155.4°.

Аналитическое выраженіе закона паденія температуры въ функціи высоты. Въ настоящее время предложено нѣсколько формулъ для выраженія закона паденія температуры съ высотою. Но, очевидно, что, вслѣдствіе сложности и измѣнчивости явленій, не можетъ существовать формулы, выражающей *общій* законъ пониженія температуры съ высотою. Возможны формулы, выражающія отдѣльные ряды наблюденій и изъ этихъ рядовъ могутъ быть вычислены ихъ постоянные коэффиціенты. Общая формула невозможна еще и потому, что въ отдѣльныхъ случаяхъ наблюдаются, какъ мы видѣли, значительныя аномаліи, зама-

скировывающія правильный ходъ явленія (обращеніе температуры, пластинчатость, необычайно быстрое паденіе температуры и т. п.). Формулы эти представляютъ огромный интересъ для астрономовъ при вычисленіи величины астрономической рефракціи.

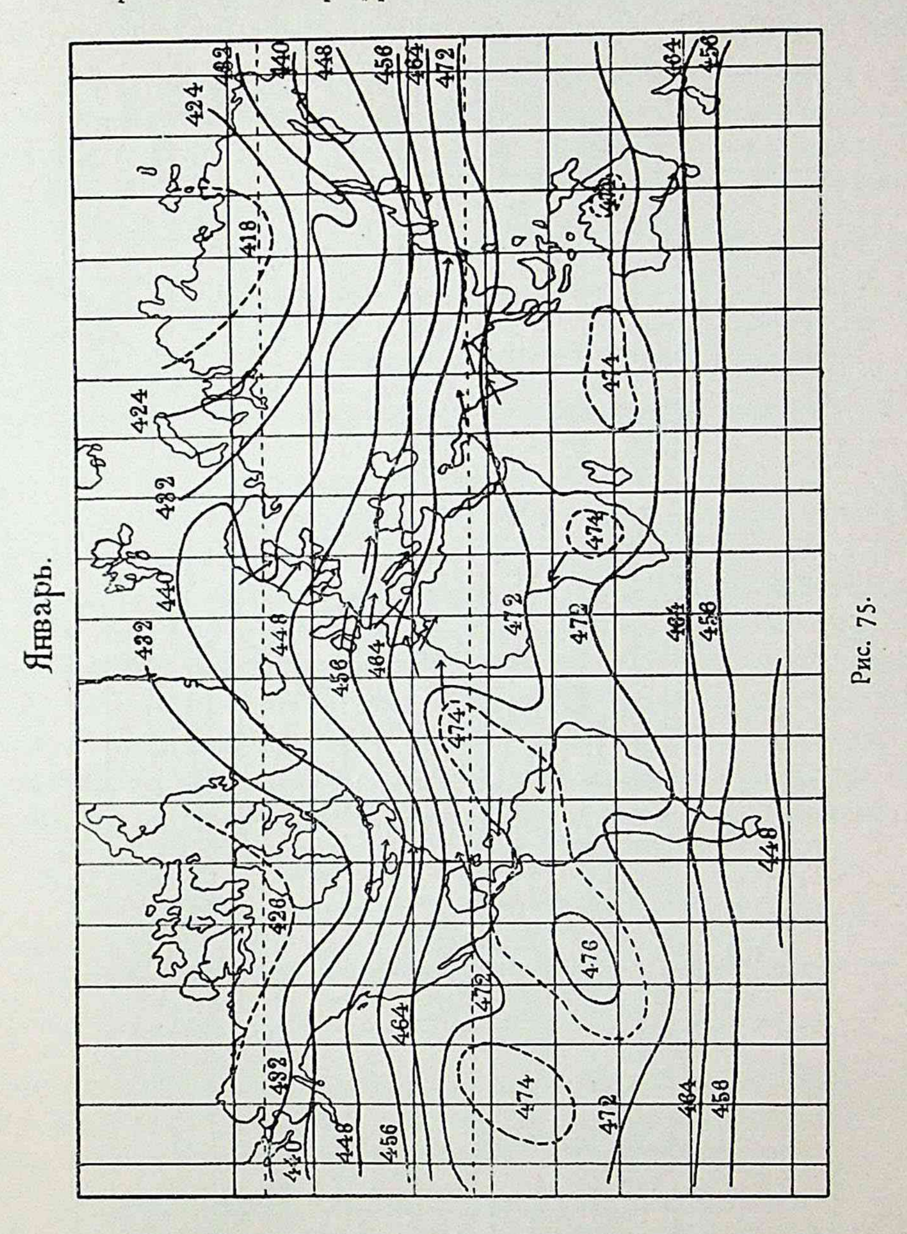
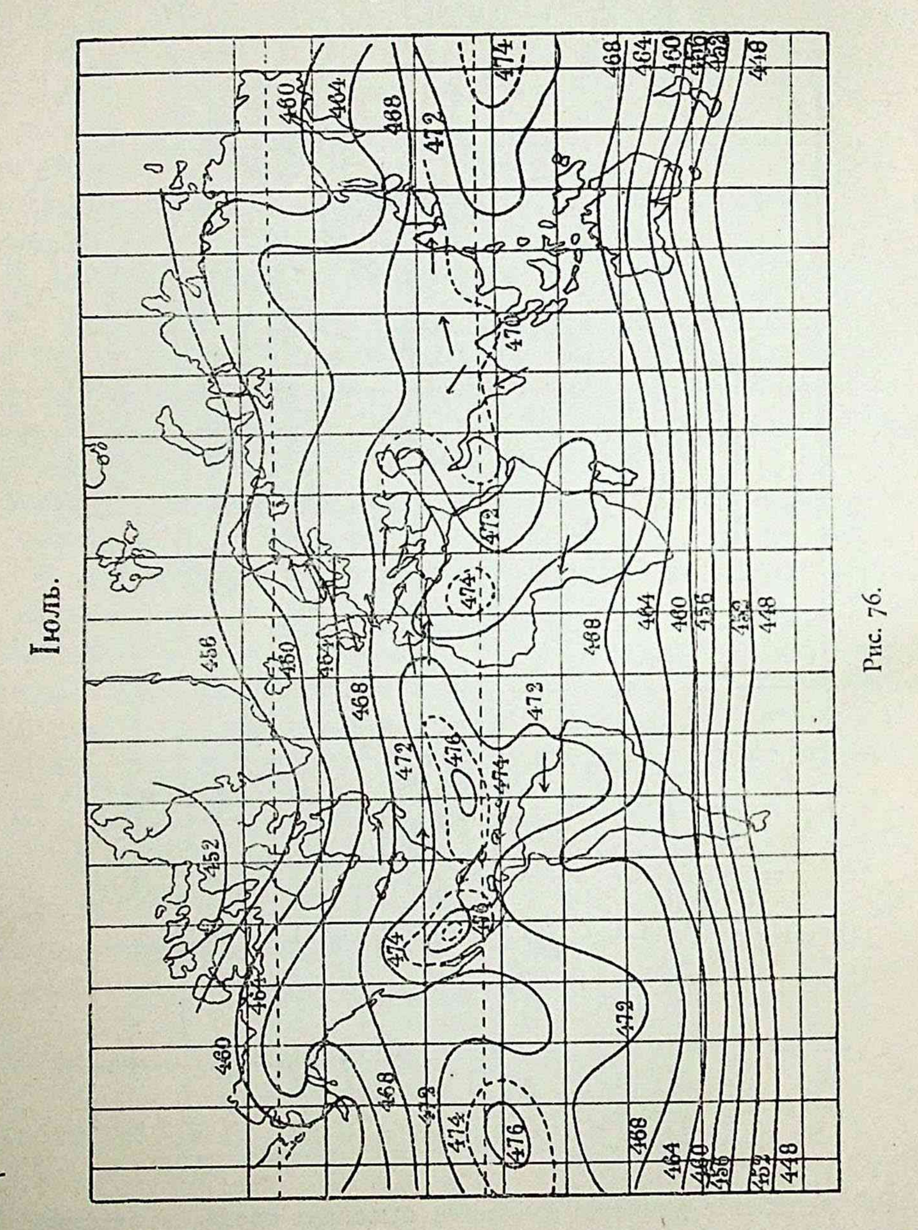


Рис. 75.

Распредѣленіе давленія въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Въ главѣ II (стран. 37) приведена формула, дающая возможность вычислить давленіе на различныхъ высотахъ.

По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью давленіе не только уменьшается, но измѣняются также законы его распредѣленія. Тейссе-

ранъ-де-Боръ составилъ карты распредѣленія давленія на уровнѣ, лежащемъ на высотѣ 4000 *м* (рис. 75, стр. 223, рис. 76). Изъ этихъ, картъ видно, что въ январѣ поясъ наиболѣе высокихъ давленій (472,—476 *мм*) расположенъ вдоль экватора. Къ сѣверу и къ югу давленіе убываетъ, хотя не вполнѣ равномѣрно. Наиболѣе низкое давленіе



Іюль.

Рис. 76.

(418 *мм*) находится надъ сѣверомъ Азіи. Къ іюлю вся эта система изобаръ перемѣщается къ сѣверу.

Если мысленно проведемъ въ атмосферѣ поверхности *одинаковаго давленія* (изобарическія поверхности) и прослѣдимъ ихъ теченіе, то

замѣтимъ въ ихъ ходѣ крайнюю сложность и неправильность. Въ однихъ мѣстахъ эти поверхности, оставаясь параллельными между собою, могутъ имѣть нѣкоторый небольшой наклонъ къ земной поверхности; въ другихъ — онѣ образуютъ вогнутости, обращенныя къ земной поверхности (рис. 77), въ третьихъ — изобарическія поверхности имѣютъ форму выпуклую къ верху (рис. 78). Очевидно, что изобары, проведенныя на нашихъ картахъ, представляютъ слѣды, по которымъ изобарическія поверхности пересѣкаются съ поверхностью земли. Надъ замкнутой областью высокаго давленія поверхности одинаковыхъ да-

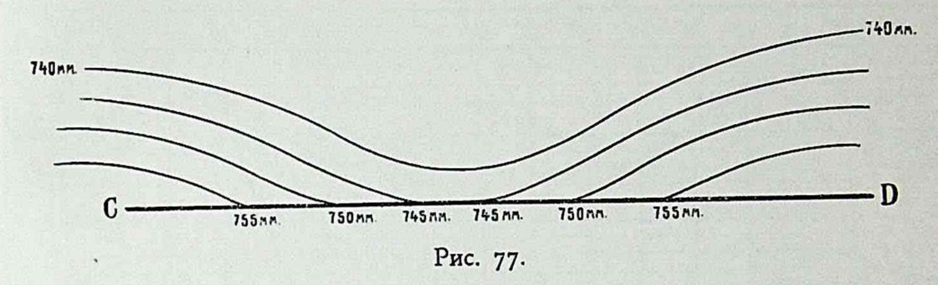


Рис. 77.

вленій представляютъ какъ бы своды, опирающіеся своими основаніями на земную поверхность (рис. 78). Надъ областями низкихъ давленій эти поверхности имѣютъ видъ воронокъ (рис. 77). Надъ экваторіальной областью слабыхъ давленій изобарныя поверхности можно уподобить боковымъ скатамъ долины. Изъ хода изобаръ на нашихъ картахъ можно заключить, что въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы изобарическія поверхности имѣютъ весьма сложный видъ: выпуклость въ одномъ мѣстѣ переходитъ въ вогнутость въ другомъ; разстоянія между поверхностями, проведенными черезъ одно и тоже число миллиметровъ,

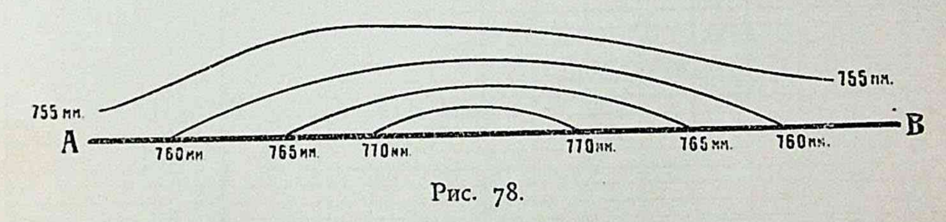


Рис. 78.

весьма различны. Но, по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, этотъ барическій рельефъ сглаживается. Можно предполагать, что въ болѣе высокихъ слояхъ окончательно исчезаютъ мѣстныя неправильности въ ходѣ изобарическихъ поверхностей и всѣ онѣ имѣютъ, согласно съ теоріей, наклонъ къ полюсу; наклонъ этотъ тѣмъ круче, чѣмъ ближе къ полюсамъ. Тѣ же результаты получимъ, если станемъ разсматривать среднія давленія по параллелямъ. Выше (стр. 185) даны числа, показывающія *среднее* давленіе на различныхъ параллеляхъ. Числа эти обнаружили, что вдоль экватора существуетъ поясъ слабаго давленія. Къ полюсамъ давленіе возрастаетъ до нѣкотораго максимума (около

30^0 широты). Далѣе давленіе убываетъ къ полюсамъ и только въ околополярной области сѣвернаго полушарія давленіе опять слегка возрастаетъ. На высотѣ 2000 *м.* оба тропическіе максимумы сглажены и сдвинуты къ экватору; околополярный минимумъ исчезъ и давленіе уменьшается къ обоимъ полюсамъ. На высотѣ 4000 *м.* максимумъ находится на экваторѣ, и давленіе на обоихъ полушаріяхъ неуклонно падаетъ къ полюсамъ. На рис. 79 графически представлено среднее распредѣленіе давленія. Въ верхнемъ горизонтальномъ ряду написаны

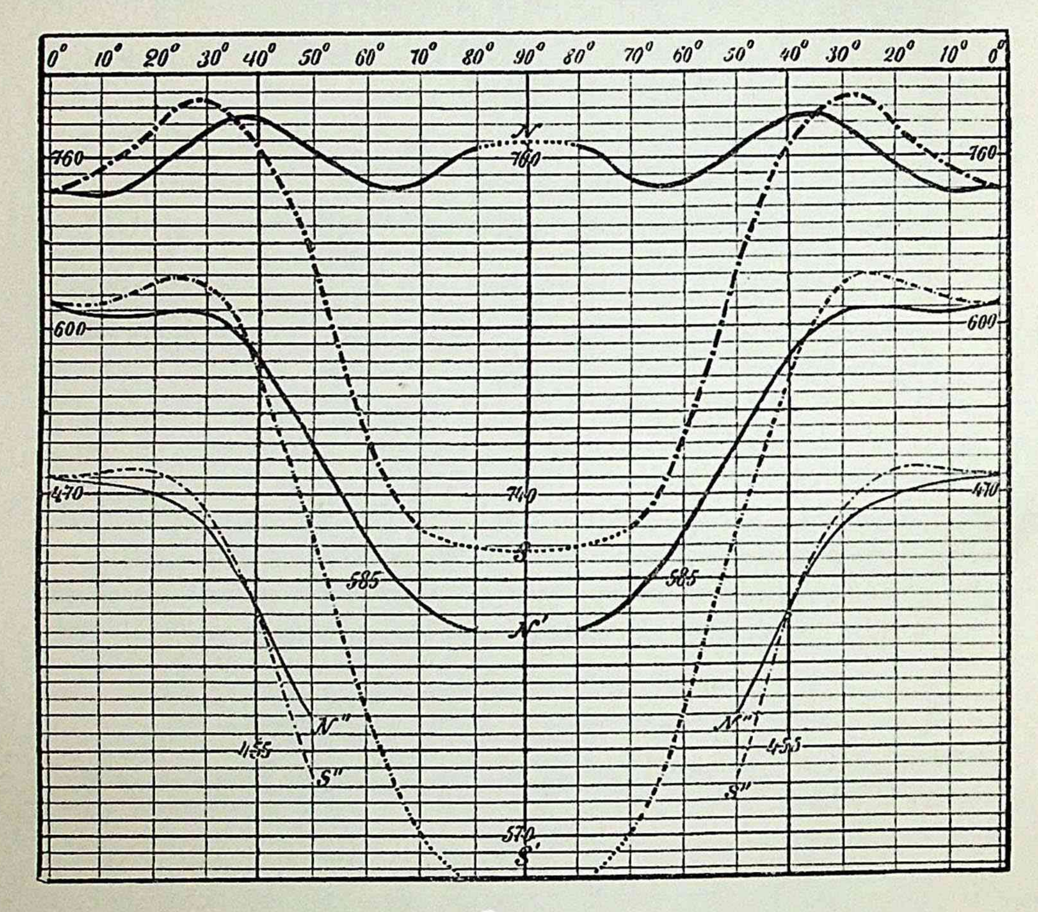


Рис. 79.

числа 0^0, 10^0,..., выражающія широты; кривыя *N*, *N'* и *N''* представляютъ ходъ давленія въ сѣверномъ полушаріи у земной поверхности на высотѣ 2000 и 4000 *м.*, кривыя *S*, *S'* и *S''* имѣютъ тѣ же значенія для южнаго полушарія.

Общіе выводы. Въ заключеніе представимъ въ краткихъ чертахъ общую характеристику земной атмосферы въ статической ея фазѣ.

Земная атмосфера простирается, въ метеорологическомъ смыслѣ, до высоты 300 — 400 *км.* Составъ ея, по отношенію къ основнымъ га-

замъ, постояненъ до наибольшихъ высотъ, доступныхъ наблюденію. Водяные пары, играющіе огромную роль въ экономіи природы, сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ, такъ что на высотѣ 6000 *м.* абсолютная влажность выражается уже десятыми долями миллиметра. Пыль, плавающая въ воздухѣ, также образуетъ своего рода пылевую атмосферу, простирающуюся до высоты 5000 — 6000 *м.* Вся атмосфера, взятая въ ея цѣломъ, поглощаетъ извѣстную часть солнечной радіаціи, вслѣдствіе чего напряженіе солнечной инсоляціи тѣмъ интенсивнѣе, чѣмъ выше лежитъ мѣсто наблюденія. Атмосфера обнаруживаетъ избирательную поглощательную способность: болѣе длинныя волны поглощаются водяными парами и углекислотой. Лучъ свѣта несетъ намъ вѣсти о физическихъ явленіяхъ, совершающихся въ верхнихъ слояхъ нашей воздушной оболочки: о загораніи метеоритовъ и полярныхъ сіяніяхъ. По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, постепенно измѣняются ея физическія свойства: свѣто и тепло-прозрачность увеличиваются, а плотность и температура постепенно уменьшаются. Неравномѣрное давленіе у земной поверхности съ высотою постепенно сглаживается и замѣняется болѣе равномѣрнымъ распредѣленіемъ; начиная съ извѣстной высоты, существуетъ высокое давленіе въ экваторіальной зонѣ, которое постепенно уменьшается къ полюсамъ. Температура, вопреки существовавшимъ прежде воззрѣніямъ, испытываетъ на высотѣ многихъ тысячъ метровъ еще весьма значительныя колебанія. Шары-зонды показали, что въ слояхъ, лежащихъ на высотѣ 9 — 11 *км*, возможны еще измѣненія температуръ въ 10 — 15 и болѣе градусовъ на протяженіи двухъ-трехъ дней. На высотѣ отъ 8 до 14 *км* дальнѣйшее пониженіе температуры прекращается или даже переходитъ въ повышеніе. Мощность этого пояса инверсіи пока неизвѣстна. Въ наиболѣе высокихъ слояхъ, доступныхъ наблюденію, температура, по отмѣткамъ шаровъ-зондовъ, можетъ падать до — 85°.

XIV.

Аномальныя отклоненія.

Абсолютныя аномальныя отклоненія. Многіе выводы, изложенные въ предшествующихъ главахъ, получены методомъ среднихъ чиселъ. Вникнемъ глубже въ сущность этого метода и дадимъ себѣ отчетъ въ томъ, какъ слѣдуетъ смотрѣть на среднія числа и на различныя ихъ комбинаціи. Наглядности ради, обратимся къ частному примѣру. Извѣстно, что годовая средняя температура въ Одессѣ равна 10.1°. Но, разсматри-

вая детальныя таблицы, мы замѣчаемъ, что *въ отдѣльные годы* средняя температура значительно уклонялась отъ 10.1°. Только два года (1868 и 1879) имѣли среднюю годовую температуру, равную 10.1°. Въ остальные же годы температура колебалась отъ 8.7° до 11.3°, т. е. въ предѣлахъ 2.6°. Еще болѣе значительныя колебанія замѣчаемъ въ среднихъ мѣсячныхъ температурахъ. Среднія мѣсячныя температуры колебались въ Одессѣ, за послѣдніе 40 лѣтъ, въ слѣдующихъ предѣлахъ:

январь	въ предѣлахъ		14.3°	іюль	въ предѣлахъ		5.0°
февраль	»	»	11.4	августъ	»	»	6.1
мартъ	»	»	10.0	сентябрь	»	»	7.0
апрѣль	»	»	6.6	октябрь	»	»	9.0
май	»	»	8.1	ноябрь	»	»	10.2
іюнь	»	»	6.6	декабрь	»	»	14.8
				годъ	»	»	2.6.

Еще болѣе значительные размахи совершаютъ, отъ одного года къ другому, *суточныя* среднія.

Такимъ образомъ, среднія числа представляютъ собою нѣкоторыя *фиктивныя* величины; но эти фиктивныя величины, тѣмъ не менѣе, тѣсно связаны съ *дѣйствительнымъ* ходомъ явленій. Каждое среднее число можно разсматривать, какъ положеніе равновѣсія, около котораго дѣйствительное явленіе совершаетъ колебанія въ ту и другую сторону съ нѣкоторой перемѣнной амплитудой.

Отклоненія дѣйствительныхъ величинъ явленія отъ общаго ихъ средняго будемъ называть *аномальными* отклоненіями. Очевидно, что, для характеристики климатическаго режима извѣстной мѣстности, недостаточно имѣть *среднія* числа; необходимо знать еще аномальныя отклоненія, т. е. предѣлы, въ которыхъ эти среднія совершаютъ свои колебанія. Можно, безъ значительной погрѣшности, допустить, что крайнія, положительныя и отрицательныя, отклоненія одинаково вѣроятны; при такомъ допущеніи, средняя январская температура въ Одессѣ (-3.2^0) совершаетъ, въ отдѣльные годы, свой размахъ въ предѣлахъ отъ $-3.2^0 - 7.1^0 = -10.3^0$ до $-3.2^0 + 7.1^0 = 3.9^0$ (дѣйствительные предѣлы въ теченіе 30 лѣтъ -10.1^0 и 4.2^0). Отсюда ясно, что, для полноты климатической характеристики, необходимо, къ средней величинѣ, присоединять еще величину указанныхъ полуколебаній. На этомъ основаніи, среднія мѣсячныя температуры въ Одессѣ выразятся слѣдующими числами:

январь . .	$-3.2^0 \pm 7.1^0$	апрѣль . .	$8.9^0 \pm 3.3^0$
февраль . .	-2.4 ± 5.7	май . . .	16.0 ± 4.0
мартъ. . .	2.2 ± 5.0	іюнь . . .	20.6 ± 3.3

іюль . . .	$23.1^0 \pm 2.5^0$	октябрь . .	$11.4 + 4.5^0$
августъ . .	$22.0 + 3.0$	ноябрь . .	5.2 ± 5.1
сентябрь. .	17.1 ± 3.5	декабрь . .	0.3 ± 7.4
годъ.	$10.1^0 \pm 1.3^0$.		

Каждое изъ этихъ полуколебаній назовемъ *абсолютнымъ* аномальнымъ отклоненіемъ. Ясно, что для полученія болѣе точнаго абсолютнаго отклоненія необходимо имѣть возможно болѣе продолжительный рядъ наблюденій. Величина же абсолютнаго аномальнаго отклоненія служитъ характеристикой большей или меньшей устойчивости климатическаго режима извѣстной мѣстности.

Среднія аномальныя отклоненія. Рядомъ съ абсолютнымъ аномальнымъ отклоненіемъ вводятъ также понятіе о *среднемъ* аномальномъ отклоненіи. Среднее аномальное отклоненіе получится, если мы вычислимъ отклоненія отдѣльныхъ годовыхъ температуръ отъ общаго средняго и найдемъ среднее полученныхъ разностей (независимо отъ знака). Среднее аномальное отклоненіе года въ Одессѣ, опредѣленное по этому методу, равно $\pm 0.64^0$, т. е. средняя температура отдѣльнаго года въ Одессѣ можетъ, среднимъ числомъ, отличаться отъ многолѣтней на величину равную $\pm 0.64^0$. Среднее аномальное отклоненіе года для большого числа пунктовъ Россіи найдено Вильдомъ; имъ же сдѣлана попытка построенія картъ изометаболей (кривыя равныхъ среднихъ отклоненій). Изъ таблицъ Вильда видно, что годовое аномальное отклоненіе меньше вблизи морей и въ болѣе южныхъ странахъ; годовое отклоненіе, близкое къ $\pm 0.64^0$, имѣютъ, кромѣ Одессы, слѣдующіе пункты: Гаммерфестъ ($\pm 0.61^0$), Варде ($\pm 0.60^0$), Упсала ($\pm 0.68^0$), Киль ($\pm 0.68^0$), Берлинъ ($\pm 0.65^0$), Базель ($\pm 0.60^0$). Въ Мадридѣ и Лиссабонѣ годовыя отклоненія равны соотвѣтственно $\pm 0.27^0$ и $\pm 0.20^0$, т. е. средней температурѣ года въ этихъ двухъ пунктахъ свойственна извѣстная характеристика, сравнительно мало измѣняющаяся при переходѣ отъ одного года къ другому. Максимумъ годовыхъ отклоненій ($\pm 1.0^0$) находится въ сѣверной части западной и средней Сибири, а также надъ Бѣлымъ моремъ и сѣверной Финляндіей. Точно такъ же можно опредѣлить среднія аномальныя отклоненія среднихъ мѣсячныхъ.

Среднее аномальное отклоненіе даетъ также возможность вычислить *вѣроятную* ошибку найденныхъ нами мѣсячныхъ среднихъ. Извѣстно, что вѣроятная ошибка F вычисляется по формулѣ Гаусса:

$$F = 0.6745 \sqrt{\frac{\Sigma v^2}{n(n-1)}}, \qquad (95)$$

гдѣ Σv^2 — сумма квадратовъ отклоненій, а n — число періодовъ, изъ которыхъ опредѣлены среднія. Фехнеръ показалъ, что формулу эту можно, приблизительно, замѣнить другою:

$$F = 1.1955 \frac{\Sigma v}{n\sqrt{2n-1}}. \tag{96}$$

Но $\frac{\Sigma v}{n}$ есть не что иное, какъ среднее аномальное отклоненіе, которое мы обозначимъ черезъ V; слѣдовательно,

$$F = 1.1955 \frac{V}{\sqrt{2n-1}}. \tag{97}$$

По этой формулѣ найдены нами *вѣроятныя* погрѣшности мѣсячныхъ среднихъ въ Одессѣ:

январь	$\pm 0.40^0$	іюль	$\pm 0.18^0$
февраль	± 0.40	августъ	± 0.18
мартъ	± 0.30	сентябрь	± 0.25
апрѣль	± 0.18	октябрь	± 0.27
май	± 0.19	ноябрь	± 0.33
іюнь	± 0.20	декабрь	± 0.41
	годъ	$\pm 0.10^0$.	

Бóльшую степень вѣроятности имѣютъ, какъ видно, среднія температуры года и лѣтнихъ мѣсяцевъ; вѣроятная ошибка зимнихъ мѣсяцевъ гораздо больше; въ декабрѣ она достигаетъ $\pm 0.41^0$.

Среднія аномальныя отклоненія даютъ возможность рѣшить еще одинъ, весьма важный, климатологическій вопросъ, а именно, сколько лѣтъ нужно наблюдать въ извѣстномъ пунктѣ, чтобы вѣроятная погрѣшность вычисленныхъ среднихъ уменьшилась до даннаго предѣла (напримѣръ, до 0.1^0). Извѣстно, что вѣроятныя ошибки обратно пропорціональны корнямъ квадратнымъ изъ числа лѣтъ, послужившихъ для нахожденія среднихъ; если при n годахъ наблюденій ошибка равна F, а при n' годахъ ошибка равна 0.1^0, то

$$\frac{F}{0.1} = \sqrt{\frac{n'}{n}}, \tag{98}$$

откуда:

$$n' = n.\ 100.\ F^2. \tag{99}$$

На основаніи предыдущей таблицы, 30-лѣтній періодъ достаточенъ въ Одессѣ для полученія средней температуры года съ вѣроятной ошибкой, не превышающей 0.1^0. Такія вычисленія произведены Вильдомъ для многихъ станцій Россіи.

Вышеуказанное понятіе объ аномальномъ отклоненіи можетъ быть примѣнено и къ другимъ метеорологическимъ элементамъ.

Законы компенсаціи Дове. Всѣ явленія въ природѣ совершаются по извѣстнымъ законамъ. Естественно рождается вопросъ, не существуетъ ли какой-нибудь правильности въ распредѣленіи аномальныхъ отклоненій какъ въ пространствѣ, такъ и во времени? Законность эта дѣйствительно существуетъ и была подмѣчена еще знаменитымъ метеорологомъ Дове. Результаты изысканій Дове можно высказать въ формѣ двухъ законовъ, которые извѣстны подъ именемъ законовъ компенсаціи.

1. Значительныя, положительныя или отрицательныя, отклоненія температуры, замѣченныя, въ извѣстный день, въ *какомъ-либо пунктѣ* земли, не ограничиваются однимъ этимъ пунктомъ; съ значительной долей вѣроятности можно сказать, что отклоненія того же знака распространяются на болѣе или менѣе обширную *поверхность* земли.

2. Значительныя аномаліи извѣстнаго характера, замѣченныя въ *одномъ мѣстѣ*, компенсируются отклоненіями противоположнаго знака въ *другомъ районѣ*.

Метеорологическая инерція. Законы эти, конечно, имѣютъ исключительно качественный характеръ и заключаютъ въ себѣ много неопредѣленнаго. Они, напримѣръ, не опредѣляютъ, какъ великъ районъ, который долженъ быть охваченъ отклоненіями, аналогичными по знаку съ отклоненіемъ, замѣченнымъ въ мѣстѣ наблюденія. Точно такъ же законы эти не опредѣляютъ, гдѣ должна находиться область компенсаціи, и какъ велика степень компенсаціи. Тѣмъ не менѣе, вопросу объ аномальныхъ отклоненіяхъ было посвящено весьма много работъ съ цѣлью выяснить причины, вносящія извѣстныя пертурбаціи въ нормальный ходъ физической жизни нашей планеты. Между прочимъ, былъ поставленъ такой вопросъ: не существуетъ ли подобной компенсаціи во времени? Не подчиняются ли измѣненія метеорологическихъ явленій *во времени* слѣдующимъ двумъ законамъ, аналогичнымъ законамъ Дове:

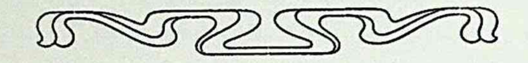
1. Значительное, положительное или отрицательное, аномальное отклоненіе, замѣченное въ данномъ пунктѣ въ *извѣстный день*, не ограничивается однимъ только этимъ днемъ; съ большой долей вѣроятности можно сказать, что отклоненія того же знака распространяются на болѣе или менѣе *длинный рядъ дней*.

2. Значительныя, положительныя или отрицательныя, отклоненія, замѣченныя въ *одномъ періодѣ*, компенсируются противоположнымъ по знаку отклоненіемъ въ *слѣдующемъ періодѣ времени*.

Многіе допускали, что такая компенсація существуетъ даже въ предѣлахъ одного года, что теплая зима влечетъ за собой холодное лѣто или обратно. Но тщательная разработка наблюденій не подтвердила послѣдняго предположенія. Въ предѣлахъ одного года компенсаціи не существуетъ. Напротивъ того, въ природѣ является всегда стремленіе къ сохраненію разъ установившагося характера погоды. Понятіе

о компенсаціи въ теченіе года должно уступить, въ общемъ, понятію о существованіи въ атмосферѣ *метеорологической инерціи.*

Но если компенсація не имѣетъ мѣста въ предѣлахъ одного года, то не обнаруживается ли она въ теченіе болѣе длиннаго періода времени? Другими словами, не смѣняется ли *рядъ* годовъ извѣстнаго метеорологическаго характера *рядомъ* годовъ, имѣющихъ противоположныя свойства? Но тутъ естественный переходъ къ вопросу, которымъ ученые, во всѣ времена, занимались съ особой любовью, вопросу о *многолѣтней періодичности* въ явленіяхъ физической жизни нашей планеты. Къ разсмотрѣнію этого вопроса мы возвратимся въ другомъ мѣстѣ этой книги.



Часть вторая.

—•—

Динамическая метеорологія

и

Метеорологическая оптика.

XV.

Основныя начала динамики атмосферы.

Условія равновѣсія атмосферы. До сихъ поръ мы разсматривали метеорологическія явленія, по преимуществу, *статическаго* характера. Но въ жидкой и воздушной оболочкахъ нашей планеты совершаются постоянно переносы массъ по различнымъ направленіямъ, а также колебательныя движенія, передающіяся въ формѣ волнъ на болѣе или менѣе значительныя разстоянія. Изученіе законовъ этихъ движеній составляетъ предметъ *динамической* метеорологіи въ обширномъ смыслѣ этого слова.

Остановимся прежде всего на динамикѣ атмосферы.

Выдѣлимъ мысленно изъ общей массы атмосферы весьма малый объемъ *ABDC* воздуха (рис. 80), имѣющій форму куба, масса котораго равна m. Очевидно, что на этотъ элементъ объема дѣйствуютъ слѣдующія силы:

1) сила тяжести, обусловливающая его вѣсъ; направленіе этой силы нормально къ *поверхности уровня* [1]), проходящей черезъ центръ тяжести объема *ABDC*;

2) упругость окружающаго воздуха;

3) электрическія притяженія или отталкиванія, которыя мы пока не будемъ принимать во вниманіе.

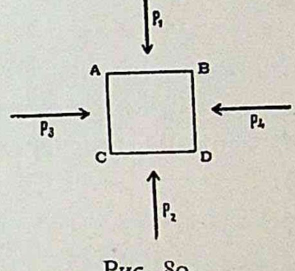


Рис. 80.

Пусть давленіе воздуха на верхнюю горизонтальную грань *AB* равно p_1, на нижнюю p_2, а на боковыя, прямо противоположныя, стѣнки *AC* и *BD* давленія соотвѣтственно равны p_3 и p_4. Если черезъ g обозначимъ напряженіе силы тяжести, то очевидно, что для равновѣсія взятаго нами элемента необходимо, чтобы

$$p_2 - p_1 = mg \qquad (100)$$

и

$$p_3 = p_4. \qquad (101)$$

---

[1]) Поверхностью уровня называютъ непрерывную поверхность, которая во всѣхъ своихъ точкахъ нормальна къ направленію силы тяжести.

Если $p_2 - p_1$ не равно mg, то нашъ элементъ m получитъ движенiе по вертикальному направленiю (образуется восходящее или нисходящее теченiе). Для того, чтобы было удовлетворено второе условiе, необходимо и достаточно, чтобы поверхность уровня, проведенная черезъ центръ тяжести взятаго нами объема, совпадала съ поверхностью одинаковаго давленiя, проходящею черезъ тотъ же центръ тяжести. Если это условiе не удовлетворено, то вдоль поверхности уровня является разность давленiй (извѣстный градiентъ), побуждающая массу m къ движенiю. И дѣйствительно (рис. 81), положимъ, что прямыя AA', BB', CC',... представляютъ различныя поверхности уровня, а равноотстоящiя прямыя aa', bb', cc'...—поверхности одинаковаго давленiя. Допустимъ, при этомъ, что давленiе, при переходѣ отъ aa' къ bb', отъ bb' къ cc' и т. д. убываетъ равномѣрно на 1 *мм*. Пусть уголъ, подъ которымъ система изобарныхъ поверхностей наклонена къ системѣ поверхностей уровня, равенъ φ. Изъ чертежа непосредственно видно, что $p_4 > p_3$. Нетрудно опредѣлить разность $p_4 - p_3$. Для этого проведемъ черезъ точку k поверхность одинаковаго давленiя mm' и нормаль ln къ изобарѣ bb'. При перемѣщенiи по всей длинѣ этой нормали, давленiе уменьшается на 1 *мм*. Измѣненiе же Δp давленiя при переходѣ изъ l въ точку s опредѣлится изъ пропорцiи:

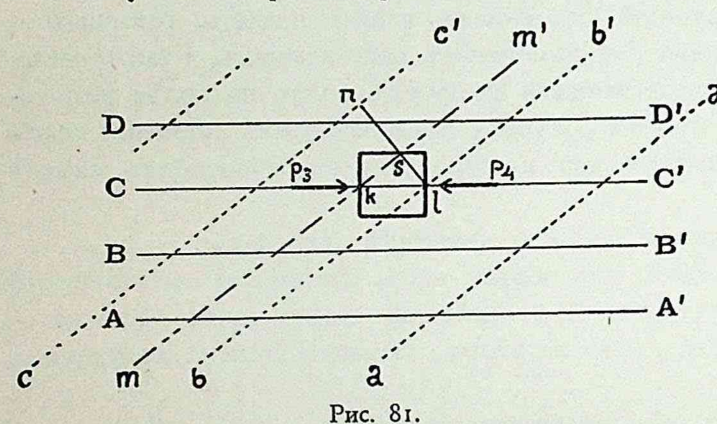


Рис. 81.

$$\Delta p : 1 = ls : ln, \text{ или } \Delta p = \frac{ls}{ln},$$

$$\text{но} \qquad ls = kl \sin \varphi;$$

слѣдовательно,
$$\Delta p = \frac{kl}{ln} \sin \varphi, \tag{102}$$

т. е. разность давленiй Δp пропорцiональна синусу угла, подъ которымъ поверхность одинаковаго давленiя наклонена къ соотвѣтствующей поверхности уровня. Изъ уравненiя (102) видно, что равновѣсiе наступитъ только тогда, когда $\varphi = 0$. Итакъ, вообще, для равновѣсiя атмосферы необходимо и достаточно, чтобы во всей ея массѣ поверхности одинаковаго давленiя совпадали съ поверхностями уровня. Если какая-нибудь причина нарушитъ это условiе, то является градiентъ, и частицы воз-

духа приходятъ въ движеніе. Такой причиной, нарушающей равновѣсіе въ атмосферѣ и вызывающей теченія воздуха, является неравномѣрное распредѣленіе температуры вдоль земной поверхности или вдоль какой-нибудь поверхности уровня вообще. Если бы вдоль земной поверхности и вдоль поверхностей уровня была одинаковая температура, то конвективныхъ движеній въ атмосферѣ не существовало бы. Но это условіе, вообще говоря, не имѣетъ мѣста въ природѣ. Отдѣльныя части земной поверхности поперемѣнно то нагрѣваются, то охлаждаются; тепло это передается болѣе или менѣе мощному слою воздуха и приводитъ въ движеніе сложный механизмъ воздушныхъ теченій.

Опытъ Шпрунга. Происхожденіе воздушныхъ теченій. Нѣмецкій метеорологъ Шпрунгъ въ своей книгѣ «Lehrbuch der Meteorologie» вводитъ читателя въ кругъ основныхъ понятій динамической метеорологіи при посредствѣ весьма интереснаго опыта. Представимъ себѣ (рис. 82) сообщающіеся вертикальные сосуды *AB* и *CD*, наполненные водою до уровня *GH* и соединенные между собою трубкой *GH* съ краномъ. Оба колѣна помѣщены въ наружныхъ гильзахъ *MB* и *MC*, наполненныхъ водою, температуру которой можно измѣнять по произволу. Высота воды въ трубкахъ *AB* и *CD*, при температурѣ 10°, равна 1 *м*. Закроемъ кранъ *R* и нагрѣемъ воду въ правой гильзѣ *CD* до 100°, а въ лѣвой будемъ поддерживать температуру 10°. Вода въ гильзѣ *CD* расширится, и столбъ ея поднимется до высоты 1043 *мм*. Но давленіе на основанія *B* и *C* въ обѣихъ трубкахъ будутъ, очевидно, попрежнему одинаковы. Откроемъ теперь кранъ *R*. На уровень *GH* въ лѣвой трубкѣ давитъ только атмосфера; уровень же *GH* въ правой трубкѣ выдерживаетъ давленіе атмосферы, увеличенное давленіемъ столба воды высотою въ 43 *мм*. Подъ вліяніемъ этого *избытка* давленія, часть воды по каналу *GH* направится справа налѣво. Но когда часть воды перейдетъ изъ трубки *CD* въ трубку *AB*, то давленіе воды у основанія трубки *AB* сдѣлается больше, чѣмъ давленіе у основанія трубки *CD*, вслѣдствіе чего жидкость въ нижнемъ каналѣ *BC* направится слѣва направо. Если мы будемъ поддерживать постоянную разность температуръ въ трубкахъ *AB* и *CD* (10° и 100°), то, спустя нѣкоторое время, установится нѣкоторое стаціонарное состояніе, а именно образуется замкнутая циркуляція: въ трубкѣ *CD* (нагрѣтой) вода восходитъ и черезъ каналъ *GH* направляется влѣво; въ трубкѣ *AB* (холодной) образуется нисходящее теченіе, которое по каналу *BC* идетъ вправо. Если теперь измѣримъ высоту воды въ каждой изъ трубокъ, то окажется, что высота теплаго столба равна 1029 *мм*,

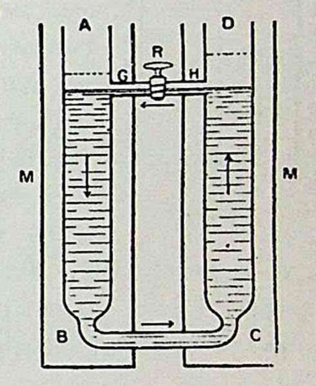


Рис. 82.

а высота холоднаго — 1014 *мм*. Чтобы опредѣлить окончательное давленіе этихъ столбовъ на основанія, необходимо привести ихъ высоты къ одной и той же температурѣ. По приведеніи къ температурѣ 10° найдемъ, что основаніе *C* теплой трубки выдерживаетъ давленіе столба воды высотою въ 987 *мм*, а основаніе *B* холодной трубки — 1014 *мм*. Такимъ образомъ, при стаціонарномъ состояніи, вся эта система представляется въ слѣдующемъ видѣ. Внизу давленіе уменьшено въ нижней части нагрѣтой трубки и увеличено у основанія холоднаго столба; наверху, на уровнѣ канала *GH*, имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе; въ средней части обѣихъ трубокъ, на нѣкоторой высотѣ, давленіе одинаково въ обоихъ столбахъ. Циркуляція воды направлена наверху отъ нагрѣтаго столба къ холодному, а внизу — отъ холоднаго къ теплому.

Этотъ опытъ Шпрунга даетъ возможность составить теоретическую схему циркуляціи въ массахъ воздуха, въ предположеніи существованія термической пертурбаціи. Представимъ себѣ два столба воздуха *A* и *C* (рис. 83) одинаковой упругости, одинаковой температуры и раздѣленные между собою вертикальной перегородкою. Нагрѣемъ правый столбъ. Давленія у основанія столбовъ *A* и *C* останутся безъ измѣненія; но въ нагрѣтой колоннѣ *C* воздухъ расширится и разстоянія между послѣдовательными поверхностями одинаковаго давленія увеличатся, вслѣдствіе чего давленіе на нѣкоторой высотѣ въ колоннѣ *C* сдѣлается больше, чѣмъ на той же высотѣ въ колоннѣ *A*. Удалимъ теперь перегородку. Такъ какъ въ верхней части колонны *C* давленіе больше, чѣмъ на той же высотѣ въ столбѣ *A*, то массы воздуха наверху устремятся справа налѣво; вслѣдствіе этого давленіе уменьшится у основанія *C* и увеличится у основанія колонны *A*, что, въ свою очередь, вызоветъ нижнее теченіе слѣва направо. Подобно тому, какъ и въ опытѣ Шпрунга, должна существовать нейтральная горизонтальная плоскость *MN* (рис. 84), вдоль которой давленіе въ обоихъ столбахъ воздуха одинаково. Поверхности одинаковаго давленія, лежащія выше этой нейтральной плоскости, наклонятся отъ теплаго столба къ холодному, а лежащія ниже — отъ холоднаго къ теплому. Образовавшіяся теченія дополнятся вертикальными токами: воздухъ станетъ восходить вдоль *DC* и нисходить вдоль *AB*, вслѣдствіе чего образуется замкнутая циркуляція. По этому, именно, общему типу возникаютъ въ природѣ какъ отдѣльныя системы вѣтровъ, такъ и общая циркуляція атмосферы. Замѣтимъ только, что въ отдѣльныхъ мѣстныхъ

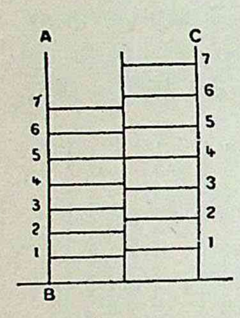


Рис. 83.

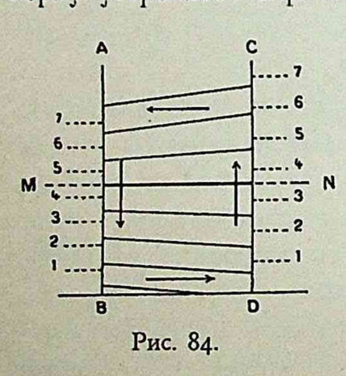


Рис. 84.

системахъ теченій восходящія и нисходящія вѣтви этой циркуляціи ничтожны въ сравненіи съ горизонтальнымъ ея протяженіемъ. Толща атмосферы, приводимая въ движеніе мѣстными циркуляціями, не превышаетъ 14—15 *км*, тогда какъ воздушныя теченія, возникающія по горизонтальному направленію, захватываютъ иногда сотни и даже тысячи километровъ.

Представимъ себѣ вертикальное сѣченіе $Abb'A'$ нѣкоторой части земной поверхности (рис. 85) и соотвѣтствующей части атмосферы въ состояніи ея равновѣсія. Пунктирныя линіи aa', bb'...,—поверхности одинаковаго давленія,—совпадаютъ съ поверхностями уровня. Положимъ далѣе, что въ центральной части C разсматриваемой мѣстности образовалась сильная *положительная термическая* пертурбація (сильное мѣстное нагрѣваніе), охватившая круговую область. Отъ поверхности земли нагрѣвается также постепенно вертикальный столбъ воздуха. Вслѣдствіе этого поверхности одинаковаго давленія подымаются и принимаютъ форму, обозначенную на рис. 85 непрерывными кривыми aa', bb'..., обращенными выпуклостью вверхъ. Очевидно, что, при этой деформаціи изобарическихъ поверхностей, давленіе въ какой-нибудь точкѣ, лежащей на нѣкоторой высотѣ надъ точкою C, увеличится; но у основанія всего столба давленіе останется пока прежнее, такъ какъ количество воздуха, давящее на это основаніе, осталось безъ измѣненія.

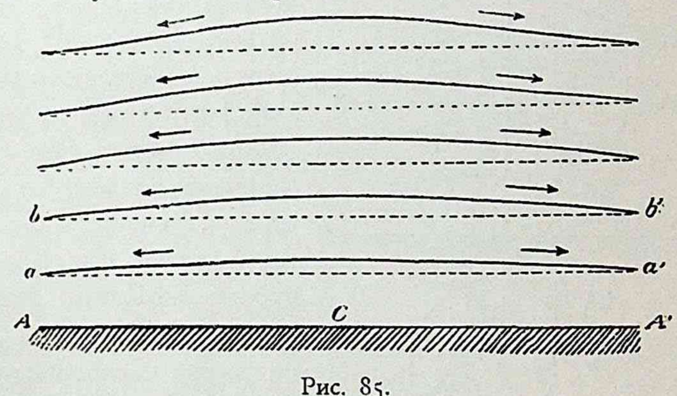


Рис. 85.

Нетрудно вычислить величину d, показывающую, на сколько поднимаются поверхности одинаковаго давленія надъ центральной частью пертурбаціи. Если h—первоначальная высота какой-нибудь изобарной поверхности надъ поверхностью земли, Δt—среднее повышеніе температуры нашего столба, α—коэффиціентъ расширенія воздуха, то

$$d = \alpha h \Delta t, \tag{103}$$

т. е. поднятіе d, при одномъ и томъ же приращеніи температуры, пропорціонально высотѣ h. Въ слѣдующей табличкѣ даны числа Ганна, показывающія, на сколько поднимаются поверхности одинаковаго давленія на различныхъ высотахъ при $\Delta t = 1^0$:

высота въ *км*	1	2	3	4	5	6
поднятіе въ *м*	3.7	7.3	11.0	14.6	18.3	22.0

Если извѣстно распредѣленіе плотности воздуха по вертикальному направленію, то можно вычислить, насколько должно повыситься давленіе на различныхъ высотахъ вслѣдствіе разсматриваемой деформаціи изобарическихъ поверхностей. По вычисленіямъ Ганна, если $\Delta t = 1^0$, то соотвѣтствующее приращеніе Δb давленія выразится слѣдующими числами:

высота въ *км*	1	2	3	4	5	6
Δb » *мм*	0.31	0.54	0.71	0.83	0.93	0.99

Такъ какъ деформированныя поверхности одинаковаго давленія не совпадаютъ болѣе съ поверхностями уровня, то вдоль поверхности уровня является разность давленій (давленіе отъ центра къ периферіямъ убываетъ), вслѣдствіе чего массы воздуха наверху приходятъ въ движеніе, направляясь отъ центра къ периферіямъ (рис. 85).

Прослѣдимъ дальнѣйшую цѣпь слѣдствій. Такъ какъ воздухъ наверху оттекаетъ отъ центра къ периферіямъ, то внизу давленіе въ центральной части пертурбаціи C должно понизиться, а къ периферіямъ — повыситься. Вслѣдствіе этого, въ нижнихъ слояхъ поверхности одинаковаго давленія деформируются, обращаясь своею выпуклостью внизъ (рис. 86). Подобная деформація повлечетъ за собой, въ нижнихъ слояхъ, теченіе массъ воздуха отъ периферическихъ частей къ центру. Очевидно, что на извѣстной высотѣ должна существовать поверхность MN, которая сохранитъ свое ненарушенное положеніе. Выше этой поверхности движеніе воздуха направлено отъ центра къ периферіи, ниже — отъ периферіи къ центру. Эта циркуляція должна мало-по-малу истощиться.

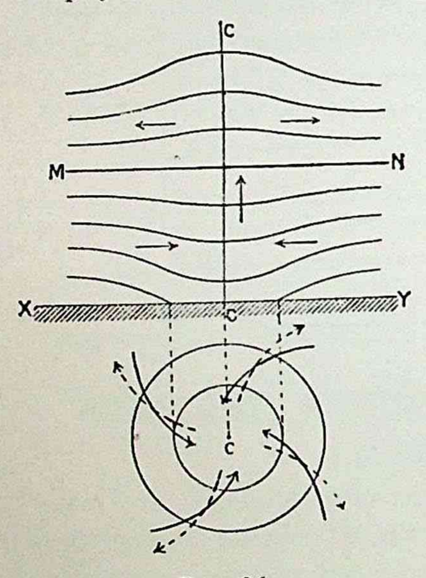


Рис. 86.

Но если причины, вызвавшія термическую пертурбацію, продолжаются, то устанавливается состояніе, приближающееся къ стаціонарному и дополненное восходящимъ токомъ въ центральной части и нисходящимъ на периферіяхъ (рис. 86).

Собирая изложенное въ одно цѣлое, получимъ слѣдующую непрерывную цѣпь причинъ и слѣдствій, вызванныхъ образованіемъ *положительной* термической пертурбаціи въ извѣстной мѣстности:

1) поднятіе изобарическихъ поверхностей и повышеніе давленія наверху,

2) движеніе массъ воздуха наверху отъ центра къ периферіямъ;

3) внизу уменьшеніе давленія въ центральной части и повышеніе на периферіи, а вслѣдствіе этого деформація изобарическихъ поверхностей;

4) движеніе массъ воздуха отъ периферіи къ центру (внизу);

5) циклъ завершается восходящимъ токомъ въ центральной части и нисходящимъ на периферіи.

Обратная система распредѣленія давленій и воздушныхъ теченій получится, если допустимъ, что въ центральной части извѣстной мѣстности установилась *отрицательная* термическая пертурбація (рис. 87). Въ этомъ случаѣ изобарическія поверхности наверху деформируются, обращаясь своими выпуклостями внизъ. Вслѣдствіе этого, наверху массы воздуха направляются отъ периферіи къ центру, что влечетъ за собой внизу увеличеніе давленія надъ центральной частью и уменьшеніе на периферіи. Подобное распредѣленіе давленія вызываетъ внизу изгибъ изобарическихъ поверхностей, какъ это показано на рис. 87 и, слѣдовательно, теченіе воздуха отъ центра къ периферіи. Вся система теченій замыкается нисходящимъ теченіемъ надъ центральной частью и восходящимъ — надъ периферіями. Если распредѣленіе давленія и направленіе теченій проектировать на горизонтальную плоскость, то въ области *положительной* пертурбаціи внизу изобары расположатся въ видѣ концентрическихъ контуровъ съ минимумомъ давленія въ центрѣ и теченіями воздуха, направленными по радіусамъ къ центру (рис. 86); въ области *отрицательной* пертурбаціи имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе (рис. 87).

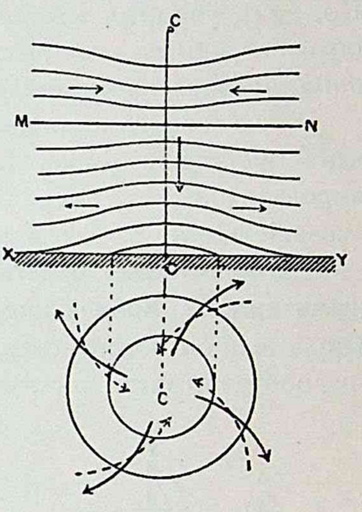


Рис 87.

Если бы положительная термическая пертурбація занимала не центральное мѣсто извѣстнаго района, а распредѣлилась въ формѣ прямолинейной полосы, идущей, допустимъ, съ востока на западъ, то явленіе происходило бы по прежней схемѣ. Надъ нагрѣтой зоной наверху образовался бы гребень высокаго давленія; отъ этого гребня массы воздуха стекали бы къ сѣверу и къ югу; внизу надъ нагрѣтой зоной явилась бы, своего рода, барометрическая долина, отъ которой, къ сѣверу и къ югу, давленіе постепенно возрастало бы; вслѣдствіе этого, внизу явились бы теченія, направленныя къ долинѣ. Система теченій должна замкнуться восходящимъ токомъ надъ нагрѣтой полосой и нисходящимъ на нѣкоторомъ разстояніи отъ нея къ сѣверу и къ югу.

На основаніи всего изложеннаго мы вправѣ прійти къ заключенію, что то неравномѣрное распредѣленіе давленія на земной поверхности,

которое обнаруживается картами изобаръ, находится въ тѣсной зависимости съ неравномѣрнымъ распредѣленіемъ температуры по горизонтальному направленію. *Временныя* термическія аномаліи могутъ вызвать *временныя* области высокихъ или низкихъ давленій съ характерными для нихъ воздушными теченіями. Длительныя пертурбаціи обусловятъ собою продолжительныя барометрическія системы. Наконецъ, тепловая пертурбація, которая обнаруживается только какъ результатъ *среднихъ* чиселъ, отразится также, соотвѣтственнымъ образомъ, на *среднемъ* состояніи давленія и теченій. Эта тѣсная связь подмѣчена уже давно, путемъ сличенія картъ изобаръ и изономалій, Тейссеранъ де Боромъ и выражена въ формѣ приведенныхъ выше трехъ законовъ (стр. 183). Но, какъ увидимъ нѣсколько ниже, кромѣ барометрическихъ областей, обусловленныхъ термическими причинами, существуютъ еще области *динамическаго* происхожденія.

Всю совокупность изложенныхъ размышленій можно разсматривать какъ обобщеніе закона Галлея, закона, который еще недавно формулировали кратко: массы воздуха стремятся двигаться изъ мѣстъ, гдѣ давленіе выше, въ тѣ мѣста, гдѣ давленіе ниже.

Отклоняющее дѣйствіе вращенія земли въ связи съ ея шарообразнымъ видомъ. Кривая инерціи. Извѣстно, что всякое тѣло, брошенное вдоль земной поверхности, вслѣдствіе вращенія земли въ связи съ ея шарообразнымъ видомъ, стремится отклониться въ сѣверномъ полушаріи *вправо*, въ южномъ *влѣво* отъ первоначальнаго направленія верженія. Изслѣдованія Фингера и Зворыкина даютъ полное рѣшеніе вопроса о движеніи матеріальной точки вдоль земной поверхности подъ дѣйствіемъ одной только силы тяжести. Въ настоящемъ курсѣ мы ограничимся элементарнымъ рѣшеніемъ этой задачи при нѣкоторыхъ простѣйшихъ предположеніяхъ. Допустимъ, что тѣло брошено въ точкѣ A со скоростью v по нѣкоторому направленію AE (рис. 88), составляющему съ полуденной линіей AP уголъ $EAP = \alpha$.

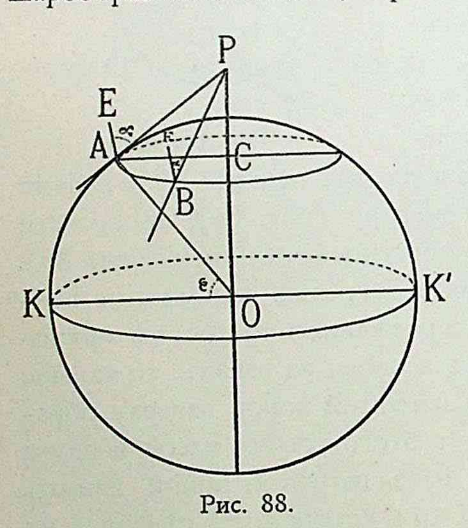


Рис. 88.

Спустя небольшой промежутокъ времени, — напримѣръ 1 секунду, — точка A, вслѣдствіе вращенія земли около оси, двигаясь вдоль параллели, перейдетъ въ точку B, описавъ дугу AB. Полуденная линія прійдетъ въ положеніе PB. Брошенное тѣло будетъ стремиться сохранить направленіе BF, параллельное направленію верженія AE. Очевидно, что направленіе BF составитъ съ новымъ положеніемъ полуденной линіи

BP уголъ $FBP < \alpha$, т. е. явленіе произойдетъ такъ, какъ будто явилась какая-то добавочная сила, которая отклонила движущееся тѣло вправо отъ первоначальнаго направленія. Опредѣлимъ ускореніе этой силы. Такъ какъ путь AB весьма малъ, то, можно допустить, что дуга AB сливается съ прямой AB, и прямая AE лежитъ въ плоскости APB. На рис. 89 прямая $AE = v$ выражаетъ направленіе и путь, пройденный брошеннымъ тѣломъ въ одну секунду, а $AB = d$ — перемѣщеніе точки A вслѣдствіе вращенія земли около оси въ тотъ же промежутокъ времени. По закону параллелограмма движеній тѣло наше въ концѣ взятаго нами промежутка времени должно находиться въ точкѣ F, т. е. на оконечности діагонали параллелограмма, построеннаго на линіяхъ AE и AB. Если при точкѣ B на линіи BP построимъ уголъ $F_1BP = \alpha$ и отложимъ часть $BF_1 = AE$, то точка F_1 опредѣлитъ то положеніе, которое должно было бы занимать брошенное тѣло, если бы оно сохранило прежнее свое угловое направленіе движенія относительно полуденной линіи. Явленіе, слѣдовательно, произошло такъ, какъ будто явилась какая-то дабавочная сила, отклонившая брошенное тѣло на величину FF_1. Опредѣлимъ ускореніе этой силы. Изъ чертежа видно, что

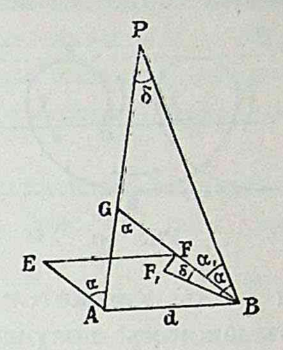


Рис. 89.

$$\angle EAG = \angle AGB = \alpha,$$
$$\angle APB = \alpha - \alpha_1 = \angle F_1BF.$$

Два равнобедренные треугольника APB и F_1BF, имѣющіе при вершинѣ равные углы, подобны, а, слѣдовательно,

$$FF_1 : BF = AB : AP,$$

$$FF_1 = \frac{dv}{AP}. \qquad (104)$$

Изъ треугольника APO (рис. 88) $AP = AO\,tg\,AOP = R\,cotg\,\varphi$, гдѣ $R = AO$ — радіусъ земли, а φ — широта параллели ABC. Наконецъ, $AB = d$ есть путь, пройденный точкой A въ одну секунду при суточномъ вращеніи земли. Путь этотъ

$$d = \frac{2\pi AC}{T} = \frac{2\pi R\cos\varphi}{T},$$

гдѣ T — время полнаго обращенія земли около оси, выраженное въ секундахъ. Выраженіе $\frac{2\pi}{T} = \omega$ называется угловой скоростью вращенія

земли. Вставляя въ уравненіе (104) вмѣсто d и AP ихъ величины, получимъ:

$$FF_1 = \omega v \sin\varphi.$$

Ускореніе же f, сообщаемое этой силой,

$$f = 2\omega v \sin\varphi, \tag{105}$$

т. е. отклоняющая сила, зависящая отъ вращенія земли въ связи съ ея шарообразнымъ видомъ, пропорціональна скорости движенія тѣла и синусу широты мѣста верженія. Если $v = 0$, то $f = 0$, т. е. сила эта не можетъ быть разсматриваема, какъ *движущая* сила; она играетъ роль силы *отклоняющей* при существующемъ уже движеніи. Эта сила на экваторѣ (гдѣ $\varphi = 0^0$) равна нулю и достигаетъ максимума на полюсѣ (гдѣ $\varphi = 90^0$). Коэффиціентъ ω (угловая скорость вращенія земли) равенъ 0.00007294. Если φ мѣняетъ знакъ, то и f изъ положительнаго значенія переходитъ въ отрицательное, т. е. въ южномъ полушаріи брошенное тѣло стремится отклониться *влѣво* отъ первоначальнаго направленія. Сила эта дѣйствуетъ по направленію, перпендикулярному къ направленію движенія тѣла. Разсмотрѣнное нами отклоняющее дѣйствіе вращенія земли имѣетъ огромное значеніе въ динамической метеорологіи. Этому отклоняющему дѣйствію подвержена всякая движущаяся масса воздуха. Это вліяніе выступаетъ также рѣзко въ океаническихъ теченіяхъ. Отклоняющимъ дѣйствіемъ земли покойный академикъ Бэръ пытался объяснить перемѣщеніе ложа рѣкъ, вслѣдствіе чего правый берегъ многихъ рѣкъ сѣвернаго полушарія высокій и крутой, а лѣвый — пологій (законъ Бэра).

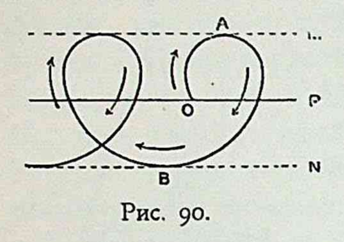


Рис. 90.

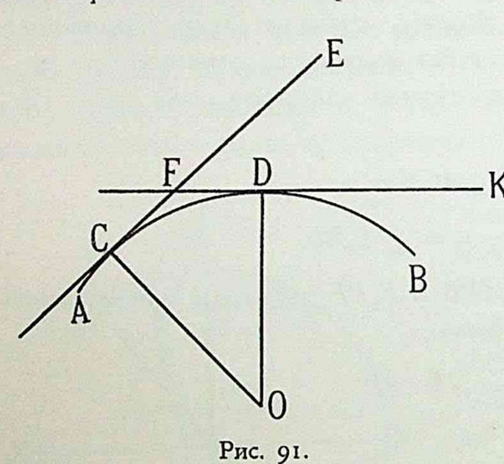


Рис. 91.

Тѣло, брошенное вдоль земной поверхности, предоставленное самому себѣ и не подверженное дѣйствію тренія, двигалось бы по нѣкоторой криволинейной траекторіи, которая называется *кривой инерціи*. Кривизна кривой въ какой-нибудь точкѣ опредѣляется радіусомъ круга, который имѣетъ съ кривой весьма малую общую дугу (радіусомъ кривизны). Пусть въ данной точкѣ радіусъ кривизны равенъ r. На движущуюся точку дѣйствуютъ двѣ силы: отклоняющая сила земли, ускореніе которой равно $2\omega v \sin\varphi$, и центробѣжная сила ускореніе которой равно $\frac{v^2}{r}$;

если тѣло движется, не отклоняясь ни вправо, ни влѣво отъ кривой, то очевидно, что

$$2\omega v \sin\varphi = \frac{v^2}{r},$$

откуда $$r = \frac{v}{2\omega \sin\varphi}. \quad (106)$$

Въ сѣверномъ полушаріи кривая инерціи имѣетъ видъ, указанный на рис. 90. Вся кривая заключена между двумя параллелями *AM* и *BN*, лежащими по обѣ стороны исходной точки *O*. Если стать по направленію движенія, то кривая эта въ сѣверномъ полушаріи обращена выпуклостью влѣво, а въ южномъ — вправо.

Разсмотримъ еще, какъ быстро измѣняется направленіе движенія. Возьмемъ на кривой двѣ точки *C* и *D*, весьма близкія, (рис. 91) такъ что *CD* можно разсматривать, какъ дугу круга радіуса $r = \frac{v}{2\omega \sin\varphi}$. Проведемъ касательныя *CE* и *FK*. Уголъ *EFK* можетъ служить мѣрою измѣненія направленія движенія. Положимъ, что тѣло проходитъ дугу *CD* въ весьма малый промежутокъ времени *t*; если скорость движенія равна *v*, то $CD = tv$, а, слѣдовательно, $\angle EFK = \angle COD = \frac{CD}{r} = 2\omega t \sin\varphi$. Если тѣло брошено на полюсѣ, гдѣ $\sin\varphi = 1$, и если $t = 1$ *сек.*, то $\angle EFK = 30''$. Если $\varphi = 30^0$ и $t = 1$ *сек.*, то $\angle EFK = 15''$.

Движеніе массъ воздуха въ барометрическихъ областяхъ различныхъ категорій. Постараемся примѣнить полученные результаты къ движенію воздушныхъ массъ на земной поверхности. Въ распредѣленіи давленія возможны слѣдующіе главные типы:

I) Изобары, болѣе или менѣе параллельныя между собой; такой типъ особенно рѣзко обозначается по обѣ стороны экватора, надъ океанами, въ зависимости отъ термической аномаліи въ области термическаго экватора; давленіе къ сѣверу и къ югу отъ термическаго экватора постепенно повышается (рис. 92). Если бы разность давленій была единственной движущей силой, то массы воздуха стремились бы, по нормалямъ къ изобарамъ, отъ сѣвера и отъ юга къ экваторіальной зонѣ (см. стрѣлки *a* и *a'*). Но вращеніе земли около оси въ связи съ ея шарообразнымъ видомъ, отклоняетъ эти теченія въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ — влѣво отъ первоначальнаго направленія. Такимъ образомъ, теченіе, идущее отъ сѣвера, переходитъ въ сѣверо-восточное, а южное теченіе преобразовывается въ юго-восточное (см. стрѣлки *b* и *b'*). На томъ же основаніи, въ верхнихъ слояхъ южное теченіе сѣвернаго полушарія

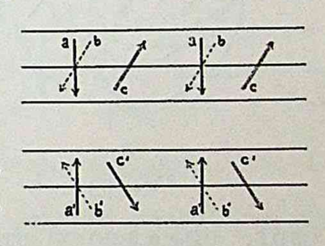


Рис. 92.

переходитъ въ юго-западное, а сѣверное теченіе южнаго полушарія дѣлается сѣверо-западнымъ (см. стрѣлки *c* и *c'*).

II) Замкнутыя изобары со слабымъ давленіемъ въ центрѣ (напр., слабыя давленія надъ материками въ лѣтніе мѣсяцы или сезонныя области въ сѣверной части Атлантическаго и Тихаго океановъ). Если бы разность давленій была единственной движущей силой, то массы воздуха стремились бы отъ периферіи къ центру по нормалямъ къ изобарамъ. Но вращеніе земли около оси стремится отклонить движущіяся массы въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ влѣво. Вслѣдствіе этого истинное направленіе движенія въ каждой точкѣ выразится схематически стрѣлками, изображенными на рис. 93. Въ общемъ воздушныя теченія расположатся такъ, какъ будто въ области барометрическаго минимума существуетъ вращеніе массъ воздуха по направленію, противоположному вращенію часовой стрѣлки. Вслѣдствіе этого въ южной части минимума воздушныя теченія направлены отъ сѣверо-запада, запада и юго-запада; въ сѣверной — отъ юго-востока, востока и сѣверо-востока. Такая система воздушныхъ теченій называется *циклонической*. Въ южномъ полушаріи воздушныя теченія въ области слабаго давленія расположены обратно, т. е., по часовой стрѣлкѣ.

III) Замкнутыя изобары съ высокимъ давленіемъ въ центрѣ (напр., высокія давленія надъ материками въ зимніе мѣсяцы). На основаніи только что сказаннаго, воздушныя теченія расположатся такъ, какъ будто въ области высокаго давленія имѣло мѣсто вращеніе по часовой стрѣлкѣ (рис. 94). Такая система воздушныхъ теченій называется *антициклонической*. Въ южномъ полушаріи, въ области высокаго давленія, видимое вращеніе воздушныхъ теченій происходитъ въ обратномъ порядкѣ, т. е. противъ направленія движенія часовой стрѣлки.

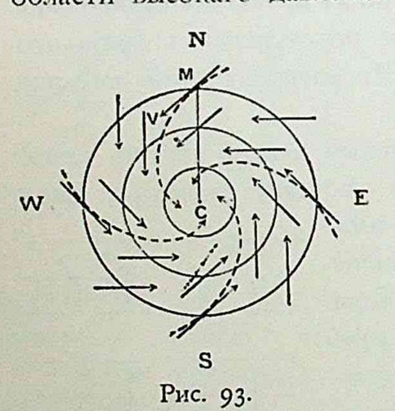


Рис. 93.

Эти различные случаи можно объединить въ болѣе краткой формулировкѣ: въ сѣверномъ полушаріи дѣйствительное направленіе вѣтра находится всегда въ углѣ, составленномъ изобарой и нормалью къ изобарѣ, проведенной въ сторону падающаго давленія, и притомъ вправо отъ нормали; или еще иначе: если стать лицомъ къ вѣтру, то слабое давленіе находится справа и нѣсколько позади, а высокое — слѣва и нѣсколько впереди. Въ такой именно формѣ высказано вліяніе вращенія земли на ходъ воздушныхъ теченій голландскимъ ученымъ Бейсъ-Балло и извѣстно въ наукѣ подъ именемъ *закона Бейсъ-Балло*.

Но въ составъ понятія о воздушномъ теченіи входитъ еще и другой элементъ, а именно — *скорость* движенія. Очевидно, что скорость

теченія должна зависѣть отъ величины движущей силы. Принимаютъ что движущая сила пропорціональна градіенту, слѣдовательно, и скорость воздушнаго теченія, возникающаго подъ вліяніемъ разности давленій, должна находиться въ извѣстномъ *прямомъ* отношеніи съ градіентомъ: скорость вѣтра тѣмъ больше, чѣмъ больше градіентъ; другими словами, скорость вѣтра тѣмъ больше, чѣмъ гуще расположены изобары, проведенныя черезъ нѣкоторое опредѣленное число миллиметровъ. Правило это въ только что изложенной формѣ называется *закономъ Стевенсона.* Въ дѣйствительности зависимость эта довольно сложная и обусловливается не только величиной градіента G, но также сопротивленіемъ движенію (треніемъ о земную поверхность), плотностью движущихся массъ воздуха и т. д. Эту зависимость пытались выразить эмпирической формулой. По Шпрунгу $v = a + bG + cG^2$, гдѣ a, b, c — нѣкоторыя постоянныя, опредѣляемыя изъ наблюденій.

Изслѣдованія Гульдберга и Мона. До сихъ поръ мы нашли только схематическое направленіе воздушныхъ теченій въ *отдѣльныхъ* пунктахъ данной барометрической области. Въ дѣйствительности, массы воздуха описываютъ нѣкоторую *непрерывную* траекторію, характеръ которой зависитъ отъ величины и направленія дѣйствующихъ силъ. Истинное распредѣленіе воздушныхъ теченій будетъ имѣть видъ, показанный на рис. 93 въ области циклона, и на рис. 94 въ области антициклона (пунктирныя кривыя). Познакомимся ближе съ характеромъ этихъ кривыхъ и найдемъ зависимость между градіентомъ, скоростью движенія и угломъ отклоненія.

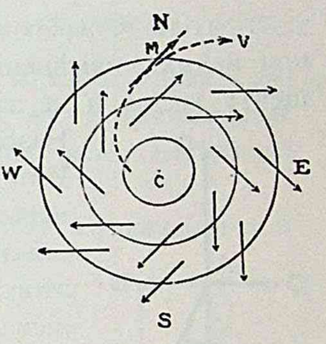


Рис. 94.

Если изучаютъ движеніе твердаго тѣла, то нужно принять въ расчетъ только внѣшнія силы. Задача о движеніи жидкаго тѣла гораздо сложнѣе, такъ какъ въ этомъ случаѣ должны быть приняты въ соображеніе разности давленій и условія непрерывности жидкости. Если черезъ ϱ обозначимъ массу кубическаго метра воздуха, G — градіентъ, а η — постоянная [1]), то $\frac{1}{\varrho}\eta G$ представляетъ силу, отнесенную къ единицѣ массы, которую нужно прибавить къ дѣйствующимъ силамъ, чтобы движеніе частицы воздуха свести къ движенію матеріальной точки. Сдѣлавъ это замѣчаніе, разсмотримъ, прежде всего, прямолинейное, равномѣрное (установившееся) движеніе. На частицу воздуха дѣйствуютъ слѣдующія силы: 1) разность давленій, пропорціональная градіенту; 2) треніе массъ воздуха о земную поверхность, которое можно разсматривать, какъ силу, дѣйствующую по направленію, прямо противопо-

[1]) Постоянная $\eta = 0.00012237$.

ложному направленію движенія и пропорціональную скорости; 3) отклоняющая сила вращенія земли, дѣйствующая перпендикулярно къ направленію движенія. Пусть (рис. 95) AB — направленіе движенія, $AF = \frac{\eta}{\varrho} G$ — величина и направленіе движущей силы, $AC = kv$ — треніе, $AD = 2\omega v \sin\varphi$ — отклоняющее дѣйствіе вращенія земли, $BAF = \alpha$ — уголъ между направленіемъ движенія и градіентомъ. Разложимъ силу AF на двѣ: $AB = AF\cos\alpha$ и $AE = AF\sin\alpha$. Если частица A имѣетъ равномѣрное движеніе, то всѣ дѣйствующія силы въ каждой точкѣ пути уравновѣшиваются и частица движется только вслѣдствіе инерціи, т. е. $AB = AC$ и $AD = AE$, или

$$\frac{\eta}{\varrho} G \sin\alpha = 2\,\omega v \sin\varphi, \tag{107}$$

и

$$\frac{\eta}{\varrho} G \cos\alpha = kv, \tag{108}$$

откуда

$$tg\,\alpha = \frac{2\,\omega \sin\varphi}{k}, \tag{109}$$

т. е. уголъ α, заключенный между градіентомъ и направленіемъ вѣтра, при малыхъ измѣненіяхъ широты, обратно пропорціоналенъ коэффиціенту тренія и не зависитъ отъ скорости вѣтра и плотности воздуха. Назовемъ этотъ уголъ *нормальнымъ угломъ отклоненія*. Изъ уравненія (109) видно, что уголъ α долженъ быть меньше надъ сушей, покрытою всякаго рода неровностями, чѣмъ надъ гладкой поверхностью моря; вслѣдствіе этого онъ долженъ претерпѣвать измѣненія съ измѣненіемъ направленія вѣтра, такъ какъ свойства почвы и степень сопротивленія ея поверхности неодинаковы по различнымъ направленіямъ. Если бы намъ былъ извѣстенъ коэффиціентъ тренія, то по формулѣ (109) можно было бы вычислить уголъ α. Нерѣдко поступаютъ обратно, т. е. путемъ наблюденій опредѣляютъ уголъ α и изъ уравненія (109) вычисляютъ k. Въ слѣдующей таблицѣ приведены результаты, полученные для коэффиціента тренія:

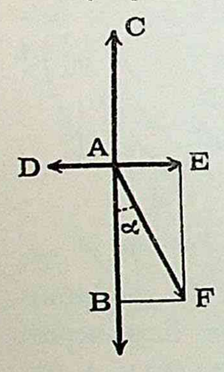


Рис. 95.

	φ		α	k
Востокъ Соед. Шт. Америки . .	37°	с. ш.	42°	0.0000 8031
Приморскія станціи Англіи . . .	51°	»	77°	2582
Материковыя » » . . .	57	»	61°	6372
Атлантическій океанъ	0—5°	»	—	2000
» »	15°—50°	»	—	3510

Изъ таблицы видно, что коэффиціентъ k гораздо меньше посреди океана, чѣмъ внутри материка: Монъ и Гульдбергъ принимаютъ слѣдующія крайнія величины для k: посреди океана 0.00002, посреди суши 0.00012. Принимая $k = 0{,}00002$, нетрудно вычислить α для различныхъ широтъ:

φ	0	5	10	20	40	60	80	90°
α	0	32.4	51.6	68.1	77.9	81.0	82.0	82.2"

Изъ приведенныхъ чиселъ видно, что вблизи экватора уголъ α быстро увеличивается съ увеличеніемъ широты; въ среднихъ же и высшихъ широтахъ измѣненіе сравнительно невелико. Изъ уравненія (107) имѣемъ:

$$\frac{v}{G} = \frac{\eta \sin\alpha}{2\omega \varrho \sin\varphi}. \tag{110}$$

Примѣнимъ это уравненіе къ какому-нибудь частному случаю. 13 августа 1876 г. въ 8 ч. утра Норвежская экспедиція подъ $64^{\circ}31'$ с. ш. и $8^{\circ}17'$ в. д. отъ Гринвича въ 15 географическихъ миляхъ отъ берега нашла скорость вѣтра $v = 17.2$ *м* въ секунду, направленіе $S\,62^{\circ}W$; изъ сопоставленія съ ближайшими станціями найдено, что $G = 2.448$ *мм*, $\alpha = 74^{\circ}18'$, отсюда $\frac{v}{G} = 7.02$. Уравненіе же (110) даетъ $\frac{v}{G} = 7.09$. Но для станцій, лежащихъ посреди материка, совпаденіе между теоріей и наблюденіемъ далеко не столь удовлетворительно, а, слѣдовательно, выше приведенные выводы слѣдуетъ разсматривать, какъ первое приближеніе истиннаго рѣшенія задачи.

Возвышая обѣ части уравненій (107) и (108) въ квадратъ и складывая, найдемъ:

$$G = \frac{v\varrho}{\eta} \sqrt{k^2 + 4\,\omega^2 \sin^2 \varphi}. \tag{111}$$

Изъ уравненія (111) видно, что при установившемся прямолинейномъ и равномѣрномъ движеніи и небольшихъ измѣненіяхъ широты, градіентъ имѣетъ постоянное значеніе, какъ по величинѣ такъ и по направленію, а, слѣдовательно, изобары представляютъ собою прямыя и равноотстоящія линіи. Обратно, системѣ прямолинейныхъ, равноотстоящихъ и параллельныхъ изобаръ соотвѣтствуетъ система прямолинейныхъ теченій. Это заключеніе имѣетъ мѣсто приблизительно лишь для среднихъ и, особенно, высокихъ широтъ, гдѣ измѣненіе синуса съ измѣненіемъ угла идетъ довольно медленно. Вблизи же экватора синусы очень малыхъ угловъ измѣняются весьма быстро. Въ этихъ широтахъ отклоняющая сила является силой *перемѣнной*, и путь воздушной частицы долженъ имѣть вообще *криволинейную* форму. Но при криволинейномъ движеніи является центробѣжная сила, а потому къ прежней

системѣ силъ необходимо прибавить еще центробѣжную силу, равную $\frac{v^2}{R}$, гдѣ R — радіусъ кривизны траекторіи, описываемой частицей воздуха. Обозначая уголъ, заключенный между направленіемъ вѣтра и направленіемъ градіента, черезъ ψ, получимъ слѣдующія уравненія:

$$\frac{\eta}{\varrho} G \cos\psi = kv \tag{112}$$

$$\frac{\eta}{\varrho} G \sin\psi = 2\,\omega\, v \sin\varphi - \frac{v^2}{R}, \tag{113}$$

$$tg\,\psi = \frac{2\,\omega \sin\varphi}{k} - \frac{v}{kR}. \tag{114}$$

Изъ уравненія (114) видно, что, если массы воздуха изъ южнаго полушарія, гдѣ φ отрицательно, движутся въ сѣверное, то уголъ ψ тоже отрицателенъ. На экваторѣ, при $\varphi = 0$, $tg\,\psi = -\frac{v}{kR}$, и только при дальнѣйшемъ возрастаніи сѣверной широты φ, уголъ ψ черезъ нуль переходитъ въ положительный. Такимъ образомъ, при переходѣ черезъ экваторъ, должно обнаружиться то замѣчательное явленіе, что *на нѣкоторомъ протяженіи* вѣтеръ въ сѣверномъ полушаріи отклоняется отъ градіента влѣво, а въ южномъ вправо. Напримѣръ, юго-восточный пассатъ южнаго полушарія, переходя черезъ экваторъ, мало-по-малу переходитъ въ юго-западный муссонъ. Эти выводы вполнѣ подтверждаются наблюденіями. Причина этого, какъ видно, заключается въ центробѣжной силѣ, которая на экваторѣ превышаетъ отклоняющую силу. При дальнѣйшемъ возрастаніи широты отклоняюшая сила беретъ верхъ и уголъ пріобрѣтаетъ соотвѣтствующій широтѣ знакъ.

Разсмотримъ далѣе движеніе массъ воздуха въ области низкаго давленія съ восходящимъ теченіемъ въ центральной ея части. Аналитическая работа Гульдберга и Мона даетъ удовлетворительный отвѣтъ на этотъ вопросъ. Приведемъ здѣсь общій ходъ размышленій и окончательные результаты.

Для простоты представимъ себѣ, что изобары въ циклонѣ имѣютъ видъ концентрическихъ круговъ. Къ центру циклона притекаютъ со всѣхъ сторонъ массы воздуха, стремящіяся выполнить слабое давленіе. Если слабое давленіе, тѣмъ не менѣе, поддерживается въ теченіе нѣкотораго времени, то необходимо допустить, что въ центральной части циклона образуется восходящій токъ воздуха, уносящій воздушныя массы вверхъ. Такъ какъ мы имѣемъ дѣло съ движеніемъ, вообще говоря, неустановившимся и перемѣннымъ, то къ прежнимъ ускореніямъ необходимо прибавить тангенціальное ускореніе $AG = v\frac{dv}{ds}$, дѣйствую-

щее прямо противоположно направленію движенія и пропорціональное измѣненію скорости движенія [1]). Условія равновѣсія всѣхъ дѣйствующихъ силъ выразятся уравненіями:

$$\frac{\eta}{\varrho} G \cos\psi = kv + v\frac{dv}{ds}, \tag{115}$$

$$\frac{\eta}{\varrho} G \sin\psi = 2\omega v \sin\varphi + \frac{v^2}{R}. \tag{116}$$

Къ этимъ двумъ уравненіямъ нужно присоединить еще условіе *непрерывности*, выражающее ту мысль, что въ каждое мгновеніе черезъ сѣченіе тока проходитъ одна и та же масса воздуха. Чтобы установить это уравненіе, будемъ различать въ циклонѣ двѣ зоны: внѣшнюю и внутреннюю. Во *внѣшней* зонѣ еще не существуетъ восходящаго теченія, а, слѣдовательно, высота воздушнаго тока постоянна. Если точка O есть центръ изобаръ, h — высота тока воздуха, а r — разстояніе какой-нибудь точки внѣшней зоны отъ центра изобаръ, то сѣченіе воздушнаго потока будетъ $2\pi rh$. Скорость воздушнаго потока, проходящаго черезъ это сѣченіе, равна $v\cos\psi$, т. е. радіальной составляющей скорости v. Слѣдовательно, каждую секунду, черезъ это сѣченіе проходитъ одна и та же масса воздуха $2\pi rhv\cos\psi$. Если только плотность воздуха остается безъ измѣненія, то уравненіе непрерывности будетъ имѣть видъ:

$$2\pi rhv\cos\psi = C, \text{ (постоянной)},$$

или

$$rv\cos\psi = C_1. \tag{117}$$

Уравненія (115), (116) и (117) вполнѣ рѣшаютъ задачу. Исключая изъ этихъ уравненій G и v, найдемъ зависимость, интегрируя которую получимъ уравненіе, связывающее ψ и r. Въ результатѣ найдемъ, что во внѣшней зонѣ циклона горизонтальный токъ воздуха направляется къ центру по логариѳмической спирали съ **нормальнымъ** угломъ отклоненія. Скорость вѣтра убываетъ изнутри кнаружи обратно пропорціонально разстоянію отъ центра. Во *внутренней* зонѣ должно существовать восходящее теченіе [2]). Мы будемъ разсматривать теченіе въ этой зонѣ, какъ горизонтальное, но съ постоянно возрастающей высотой. Допустимъ, что высота тока равна $\frac{h}{r^2}$, т. е. измѣняется обратно

---

[1]) Тангенціальное ускореніе AG равно $\frac{dv}{ds}$ гдѣ ds — элементъ пути; но $v = \frac{ds}{dt}$, а, слѣдовательно, $AG = v\frac{dv}{ds}$.

[2]) Вслѣдствіе движенія массъ воздуха къ центру, происходитъ накопленіе воздуха; исходомъ или компенсаціей для этого накопленія является восходящее теченіе; слѣдовательно, высота приведеннаго въ движеніе воздуха постепенно увеличивается.

пропорціонально квадрату разстоянія отъ центра. Уравненіе непрерывности въ этомъ случаѣ напишется слѣдующимъ образомъ:

$$\frac{2\pi r h v \cos\psi}{r^2} = C$$

или

$$\frac{v \cos\psi}{r} = c.$$

Это уравненіе въ связи съ уравненіями (115) и (116) вполнѣ рѣшаетъ задачу. Вычисленія показываютъ, что путь частицы воздуха во внутренней зонѣ представляетъ собою также логариѳмическую спираль, но съ угломъ отклоненія большимъ нормальнаго, а именно

$$tg\psi = \frac{2\omega \sin\varphi}{k - 2c}.$$

Но величина нормальнаго угла

$$tg\alpha = \frac{2\omega \sin\varphi}{k},$$

слѣдовательно,

$$tg\psi = \frac{tg\,\alpha}{1 - \frac{2c}{k}}.$$

Скорость вѣтра и величина градіента увеличиваются изнутри къ наружной части въ такомъ же отношеніи, какъ и разстояніе. Такъ какъ скорость вѣтра и величина градіента во внѣшней зонѣ увеличиваются къ центру, а во внутренней зонѣ уменьшаются, то существуетъ, очевидно, переходная зона, въ которой скорость вѣтра и градіентъ достигаютъ максимума. Гульдбергъ и Монъ даютъ графическое изображеніе пути воздушной частицы въ области одного изъ циклоновъ среднихъ широтъ (рис. 96).

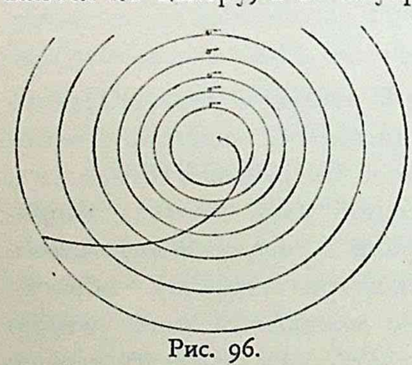


Рис. 96.

Въ слѣдующемъ мемуарѣ авторы переходятъ къ аналитическому изученію областей высокаго давленія съ нисходящимъ движеніемъ въ центральной части (антициклоны). Примѣняя прежній методъ изслѣдованія, они находятъ что въ антициклонѣ горизонтальный токъ воздуха стремится отъ центра къ периферіи также по спирали (рис. 97); уголъ отклоненія во внутренней зонѣ меньше нормальнаго и во внѣшней зонѣ переходитъ въ нормальный. Скорость вѣтра въ центрѣ равна нулю и возрастаетъ прежде пропорціонально разстоянію отъ центра, достигаетъ максимума и затѣмъ (во внѣшней зонѣ) измѣняется обратно пропорціонально разстоянію отъ центра. Путь воздушной частицы можно видѣть на рис. 97.

Изложенныя начала даютъ возможность понять и объяснить различныя системы воздушныхъ теченій, а также создать теоретически схему общей циркуляціи атмосферы.

Береговые и морскіе вѣтры. Явленіе заключается въ томъ, что въ извѣстный часъ до полудня (на берегахъ тропическаго пояса около 10 часовъ утра) начинаетъ дуть вѣтеръ съ моря. Къ солнечному закату наступаетъ штиль и затѣмъ слѣдуетъ движеніе воздуха съ суши. Въ болѣе низкихъ широтахъ смѣну эту можно наблюдать въ теченіе всего года; въ болѣе высокихъ эти періодическіе вѣтры достигаютъ наибольшей силы въ лѣтнее время. При болѣе значительномъ развитіи береговыхъ теченій можно замѣтить, что направленіе ихъ видоизмѣняется вращеніемъ земли около оси. Вертикальная мощность этихъ теченій невелика и не превышаетъ 300 — 500 метровъ. Выше дуетъ вѣтеръ противоположнаго направленія. Сила берегового вѣтра обыкновенно меньше, чѣмъ морского. Ферель объясняетъ эту разницу тѣмъ, что въ дневные часы устанавливается большій температурный градіентъ, чѣмъ ночью; кромѣ того, береговой вѣтеръ, двигаясь вдоль суши, встрѣчаетъ большее сопротивленіе (треніе), чѣмъ морской; наконецъ, въ дневные часы, вслѣдствіе суточнаго хода въ скорости вѣтра надъ сушей, скорость вѣтра вообще усиливается. Морской вѣтеръ зарождается надъ моремъ и его фронтъ постепенно надвигается на сушу со скоростью приблизительно около метра въ секунду. Когда морской вѣтеръ устанавливается, тогда скорость его достигаетъ 4 — 7 *м.* Вѣтеръ этотъ проникаетъ вглубь материка и охватываетъ полосу шириною въ 20 — 40 *км.* Береговые и морскіе вѣтры можно разсматривать, какъ частный случай выше описанной циркуляціи, вызванной термической пертурбаціей (см. стр. 241). Суша нагрѣвается съ утра сильнѣе, чѣмъ море. На нѣкоторой высотѣ надъ сушей давленіе увеличивается; начинается движеніе воздуха отъ суши къ морю; вслѣдствіе этого, давленіе надъ моремъ возрастаетъ, а надъ сушей понижается; массы воздуха стремятся въ нижнемъ слоѣ атмосферы отъ моря къ сушѣ. Ночью происходитъ обратное явленіе.

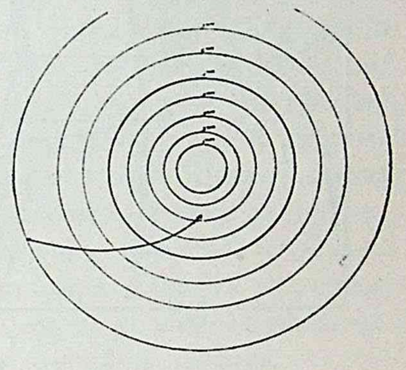


рис. 97.

Горные и долинные вѣтры. Эти вѣтры представляютъ аналогію съ вѣтрами морскими и береговыми. Днемъ вѣтеръ дуетъ снизу вверхъ по долинѣ, а ночью обратно, т. е. внизъ по долиннымъ и горнымъ склонамъ. Явленіе особенно рѣзко въ теплое время года и въ хорошую погоду. Если долина къ нижней части своей суживается, то горный вѣтеръ усиливается. Если долина открывается къ морю, то возможно взаимное

усиленіе морскихъ и восходящихъ горныхъ вѣтровъ, а также береговыхъ и нисходящихъ ночныхъ теченій. Вслѣдствіе этого имѣемъ въ первомъ случаѣ весьма сильные береговые вѣтры, а во второмъ значительное вторженіе вглубь материка по долинѣ морского вѣтра. Ночные нисходящіе вѣтры объясняются тѣмъ, что воздухъ, охладившійся на вершинѣ и склонахъ, стекаетъ внизъ, въ долины. Холодные токи, сползая внизъ, выполняютъ углубленія почвы, образуя какъ бы холодные воздушные бассейны. Объясненіе дневныхъ восходящихъ теченій дано Ганомъ. Представимъ себѣ (рис. 98) склонъ горы *AB*; *aa* положеніе поверхностей одинаковаго давленія въ состояніи равновѣсія. Съ восходомъ солнца начинается нагрѣваніе долины; вслѣдствіе этого поверхности одинаковаго давленія принимаютъ положеніе *ab*, и, воздухъ, слѣдовательно, начинаетъ стекать къ склону горы. Но въ то же время склоны

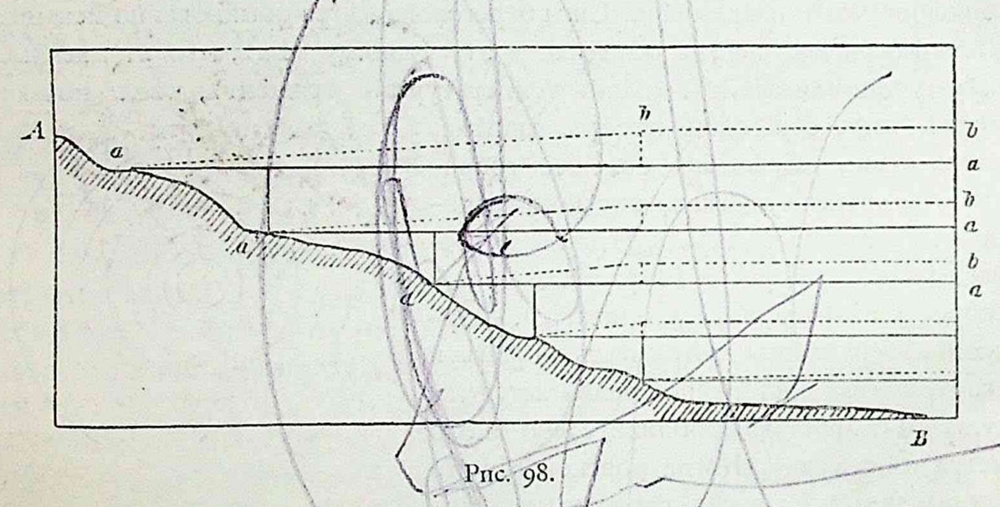


Рис. 98.

горы нагрѣваются, и является стремленіе къ восходящему теченію. Изъ комбинаціи этихъ двухъ составляющихъ является стремленіе массъ воздуха вверхъ по горѣ.

Морскіе и береговые, а также горные и долинные вѣтры представляютъ періодическія теченія, зависящія отъ періодическихъ смѣнъ температурныхъ условій въ теченіе сутокъ. Это — мѣстная *суточная* циркуляція.

Муссоны. На земной поверхности возможны періодическія смѣны термическихъ пертурбацій болѣе длиннаго періода, а именно — годовыя. Въ этомъ случаѣ должна установиться періодическая *годовая* циркуляція. Такая циркуляція дѣйствительно существуетъ на земной поверхности и называется *муссонной*. Изъ картъ изобаръ и изономалей температуръ мы видѣли, что на земной поверхности существуютъ такъ называемыя обратимыя области давленія и отклоненій температуръ. Высокое давленіе и отрицательныя отклоненія температуры, господствующія въ зимніе

мѣсяцы, смѣняются къ лѣту низкимъ давленіемъ и положительными отклоненіями температуръ. Въ подобныхъ областяхъ въ лѣтнее время должно установиться циклоническое, а въ зимніе мѣсяцы — антициклоническое движеніе. Суточная циркуляція (береговые и горные вѣтры) болѣе выражена въ тропическомъ поясѣ. Годовая система, напротивъ того, выступаетъ рѣзче въ болѣе высокихъ широтахъ, гдѣ существуетъ болѣе значительная разница между температурой лѣта и зимы. Эта разница увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ экватора до нѣкоторой широты, а послѣ опять убываетъ. Укажемъ главнѣйшія муссонныя системы.

Материкъ Азіи лѣтомъ сильно нагрѣтъ, зимою — охлажденъ. Поэтому лѣтомъ здѣсь въ нижнихъ слояхъ устанавливается циклоническое, а зимою — антициклоническое движеніе; слѣдовательно, въ различныхъ частяхъ этой области извѣстное лѣтнее направленіе вѣтра измѣняется къ зимѣ въ прямо противоположное. Наиболѣе изслѣдованы муссоны южной Азіи и Индійскаго океана. Въ лѣтніе мѣсяцы здѣсь господствуетъ вѣтеръ отъ юга-запада, достигающій Гиммалаевъ. Въ это время года термическій экваторъ сильно перемѣщается къ сѣверу; вслѣдствіе этого юго-восточный пассатъ южнаго полушарія, переходя постепенно отъ юго-востока къ югу и даже юго-западу, питаетъ лѣтній муссонъ Индійскаго океана. Съ смѣной муссоновъ на югѣ Азіи связана смѣна погоды. Юго-западный муссонъ приноситъ влажную и дождливую погоду; сѣверо-восточный сопровождается ясной и сухой погодой. Проф. Воейковъ впервые доказалъ муссонный характеръ вѣтровъ восточно-азіатскаго побережья. Здѣсь зимою господствуютъ суровые материковые вѣтры, лѣтомъ — морскіе вѣтры отъ юга и юго-востока. Первые — сухіе и ясные, вторые — дождливые и пасмурные. Далѣе можно указать муссонный характеръ вѣтровъ Австраліи и западной Африки. Въ сѣверной Америкѣ ясно выраженный муссонный характеръ имѣютъ вѣтры Техаса (зимою отъ сѣвера и сѣверо-запада, лѣтомъ — отъ юга и юго-востока). Большія внутреннія моря также могутъ вызвать періодичность въ смѣнѣ вѣтровъ. Такъ, Рыкачевъ показалъ, что надъ Каспійскимъ моремъ въ лѣтніе мѣсяцы дуютъ вѣтры, направленные отъ моря къ сушѣ, а зимою обратно — отъ суши къ морю. Это своего рода морскіе и береговые вѣтры, но только съ годовымъ періодомъ. Такое же распредѣленіе вѣтровъ существуетъ и надъ Чернымъ моремъ, какъ это видно изъ изслѣдованій Шпиндлера.

Что касается вертикальной мощности муссоновъ южной Азіи, то, по оцѣнкѣ Галля и Арчибальда, она достигаетъ для юго-западнаго муссона Индіи 3.5 — 4.5 *км*, а для сѣверо-восточнаго — 2.0 *км*.

Общая циркуляція атмосферы. На земной поверхности, взятой въ ея цѣломъ, солнечная теплота распредѣляется такимъ образомъ,

что образуетъ, независимо отъ мѣстныхъ нагрѣваній и охлажденій, двѣ громадныя термическія пертурбаціи: положительную — термическій экваторъ и отрицательную — полярныя страны. Такъ какъ опредѣленное тепловое состояніе поддерживается цѣлые длинные періоды, то въ атмосферѣ должна установиться также постоянная *общая* циркуляція. Общую схему этой циркуляціи можно установить двумя путями, *теоретически* — на основаніи извѣстныхъ уже намъ законовъ физической жизни атмосферы или эмпирически — на основаніи наблюдательнаго матеріала.

Допустимъ для простоты, что термическій экваторъ совпадаетъ съ географическимъ, что земная поверхность не имѣетъ рельефа, что средняя температура вдоль каждой параллели остается постоянной и убываетъ лишь отъ экватора къ полюсамъ. При этихъ допущеніяхъ, въ земной атмосферѣ должна образоваться циркуляція, аналогичная той, которая изложена выше на стр. 241, а именно: вдоль экватора должно установиться въ верхнихъ слояхъ болѣе высокое, а въ нижнихъ-слабое давленіе; массы воздуха въ нижнихъ слояхъ должны направляться отъ полюсовъ къ экватору, а въ верхнихъ — отъ экватора къ полюсамъ. Вращеніе земли около оси отклонитъ первоначальное направленіе теченій, въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ — влѣво. Такимъ образомъ, нижнее теченіе перейдетъ въ сѣверо-восточное въ сѣверномъ полушаріи и въ юго-восточное — въ южномъ. Въ верхнихъ слояхъ атмосферы должны господствовать противоположныя теченія: юго-западное въ сѣверномъ и сѣверо-западное въ южномъ полушаріи [1]). Наконецъ, должна существовать одна область затишья съ восходящимъ токомъ на экваторѣ и двѣ другія области затишья съ нисходящимъ токомъ — на полюсахъ. Но вращеніе земли около оси вноситъ дальнѣйшія модификаціи. Остановимся на верхнихъ теченіяхъ сѣвернаго полушарія. Намъ извѣстно, что величина отклоняющей силы, зависящей отъ вращенія земли, увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ экватора. Съ другой стороны, треніе въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы ничтожно, а потому верхнее теченіе, по мѣрѣ удаленія отъ экватора, все болѣе и болѣе отклоняется отъ первоначальнаго направленія и постепенно переходитъ изъ южнаго въ юго-западное и даже западное. Скорость этого теченія должна также быстро возрастать, такъ какъ, по мѣрѣ приближенія къ полюсамъ, градіенты увеличиваются какъ это видно изъ слѣдующей таблицы, въ которой показано давленіе воздуха на высотѣ 0, 2500, 5000 и 10000 *м*:

---

[1]) Направленіе теченія опредѣляется той точкой горизонта, *отъ которой* оно приходитъ.

широта	0	2500	5000	10000 *м*
0°	758.0 *мм*	567.9 *мм*	419.6 *мм*	215.0 *мм*
10	758.5	568.2	419.7	214.9
20	760.5	568.4	418.9	213.4
30	762.6	566.9	415.4	208.7
40	761.3	561.6	408.2	201.1
50	757.0	553.7	398.7	194.7

Въ удаляющемся отъ экватора верхнемъ теченіи должно обнаруживаться стремленіе къ нисходящему току, образующемуся вообще въ нѣкоторомъ разстояніи отъ положительной термической пертурбаціи. Въ то же время разстоянія между всякими двумя сосѣдними меридіанами, по мѣрѣ удаленія отъ экватора, постепенно уменьшаются, и массы воздуха принуждены двигаться въ постепенно суживающемся ложѣ; вслѣдствіе этого мощность теченія по вертикальному направленію должна увеличиваться, т. е. верхнее теченіе должно постепенно опускаться, и въ извѣстномъ разстояніи отъ экватора достигнуть земной поверхности. Часть опускающихся массъ воздуха увлекается къ экватору и питаетъ нижнее теченіе; другая продолжаетъ свое движеніе къ полюсамъ. Но, опускаясь внизъ и перемѣщаясь къ полюсамъ, массы воздуха переходятъ изъ мѣстъ, гдѣ линейная скорость вращенія больше, въ тѣ мѣста, гдѣ скорость эта меньше; вслѣдствіе инерціи онѣ стремятся сохранить прежнюю скорость, а потому, достигнувъ земной поверхности, вращаются около оси земли отъ запада къ востоку со скоростью большей, чѣмъ собственная скорость земной поверхности. Этотъ избытокъ скорости развиваетъ избытокъ центробѣжной силы, особенно значительный въ болѣе высокихъ широтахъ, гдѣ разстояніе отъ оси вращенія быстро убываетъ. Дѣйствіемъ этой центробѣжной силы массы воздуха оттѣсняются къ экватору. Если бы треніе совершенно не существовало, то воздухъ, увлеченный относительнымъ движеніемъ къ востоку, подъ дѣйствіемъ увеличивающейся центробѣжной силы былъ бы весь отброшенъ къ среднимъ широтамъ. Такимъ образомъ, въ среднихъ широтахъ мы встрѣчаемся съ совмѣстнымъ дѣйствіемъ двухъ факторовъ: съ одной стороны, давленіе воздуха должно подъ дѣйствіемъ экваторіальной термической пертурбаціи увеличиваться отъ экватора къ полюсамъ; съ другой стороны, массы воздуха, подъ вліяніемъ центробѣжной силы, постепенно возрастающей, оттѣсняются къ экватору и стремятся установить обратное распредѣленіе давленія, т. е. увеличить давленіе по направленію отъ полюсовъ къ среднимъ широтамъ. Очевидно, что давленіе, увеличиваясь первоначально отъ экватора, затѣмъ уменьшаясь къ полюсамъ, должно пройти черезъ нѣкоторый максимумъ и въ извѣстныхъ широтахъ образовать кольцо высокихъ давленій. Такой макси-

мумъ, какъ мы видѣли, дѣйствительно существуетъ около 30° с. и ю. широты и особенно рѣзко выраженъ надъ океанами. На сушѣ это кольцо, въ лѣтніе мѣсяцы, прервано дѣйствіемъ мѣстныхъ термическихъ пертурбацій. Наиболѣе рѣзко зимнее кольцо высокихъ давленій можно видѣть на рисункѣ 65-омъ, на стр. 181-ой. За этимъ кольцомъ давленіе къ полюсамъ падаетъ. Такимъ образомъ, мы естественно приходимъ къ тому среднему распредѣленію давленія, которое дѣйствительно существуетъ на земной поверхности: область слабыхъ давленій на экваторѣ; по обѣ стороны экватора двѣ зоны высокихъ давленій; затѣмъ давленіе, въ общемъ, падаетъ къ полюсамъ. Экваторіальный минимумъ есть слѣдствіе *термической* пертурбаціи; океаническіе максимумы и общій наклонъ изобарныхъ поверхностей къ полюсамъ являются результатомъ *динамическихъ* причинъ. Чѣмъ меньше треніе, испытываемое движущимися массами воздуха, тѣмъ больше отклоненіе отъ первоначальнаго направленія и тѣмъ больше скорость; а это влечетъ за собой увеличеніе центробѣжной силы и, какъ дальнѣйшее слѣдствіе, большее оттѣсненіе воздуха къ экватору и, слѣдовательно, большее паденіе давленія къ полюсу. Въ виду этого можно утверждать a priori, что въ южномъ полушаріи, поверхность котораго однороднѣе, паденіе давленія къ полюсу должно итти быстрѣе, чѣмъ въ сѣверномъ. Этотъ апріорный выводъ вполнѣ согласуется съ наблюденіями.

Мы установили, что воздухъ среднихъ и высшихъ широтъ сѣвернаго полушарія, двигаясь противоположно часовой стрѣлкѣ, приближается къ полюсу и, слѣдовательно, образуетъ огромный полярный вихрь, центръ котораго совпадаетъ съ полюсомъ. Такой же соотвѣтствующій вихрь образуютъ массы воздуха южнаго полушарія. Но притекающія къ полюсамъ массы воздуха должны накопляться и противодѣйствовать образованію полярнаго минимума. Въ дѣйствительности этого не замѣчается; установленная теоретически схема поддерживается и сохраняется, а потому ее можно разсматривать, какъ стаціонарное состояніе атмосферной циркуляціи. Въ виду этого необходимо допустить, что непрерывный притокъ воздуха къ полюсамъ компенсируется нѣкоторымъ его оттокомъ къ экватору. Можно ли допустить существованіе такого оттока въ нѣкоторомъ среднемъ слоѣ атмосферы? Вѣдь изобарныя поверхности, начиная отъ океаническихъ областей высокаго давленія, наклонены къ полюсамъ, и градіентъ также обращенъ въ ту же сторону. Приходится допустить, что въ среднемъ слоѣ атмосферы происходитъ движеніе воздуха противъ градіента. Возможно ли механически существованіе движенія противъ установившагося градіента?

Земля имѣетъ форму сжатаго сфероида и поверхность ея наклонена отъ экватора къ полюсамъ. Если бы земля, сохраняя свою форму, была неподвижна, то всѣ тѣла стремились бы скатываться къ полю-

самъ по линіи наибольшаго паденія. Но это скатываніе не происходитъ только потому, что земля вращается около оси; развивающаяся при этомъ центробѣжная сила, нѣкоторой своей частью, уравновѣшиваетъ это стремленіе къ полюсамъ. Земная поверхность представляетъ поверхность уровня. Если бы скорость вращенія земли увеличилась, то поверхность уровня была бы наклонена къ полюсу сильнѣе, чѣмъ земная поверхность. Въ такомъ, именно, условіи находятся массы воздуха, движущіяся съ запада на востокъ въ нѣкоторомъ среднемъ слоѣ атмосферы; онѣ, какъ мы видѣли, имѣютъ скорость бо́льшую, чѣмъ земная поверхность. Пусть (рис. 99) *PE* — поверхность земли, проведенная отъ экватора *E* къ полюсу *P* и совпадающая съ поверхностью уровня или равновѣсія для тѣлъ, имѣющихъ такую же скорость движенія, какъ и земная поверхность; далѣе слѣдуетъ рядъ поверхностей одинаковаго давленія 580, 570, 560 *мм*, наклоненныхъ къ *PE* и дающихъ видимый градіентъ отъ экватора къ полюсамъ. Положимъ, что *MN* есть поверхность уровня для какой-нибудь точки *M*, имѣющей скорость движенія большую, чѣмъ соотвѣтствующая точка земной поверхности. Мы видимъ, что вдоль поверхности равновѣсія *MN* давленіе неодинаково, а уменьшается отъ *M* къ *N*; слѣдовательно, для этой поверхности, истинный градіентъ направленъ отъ *M* къ *N*, т. е. противоположно видимому градіенту, отсчитываемому на поверхности, параллельной земной поверхности. Такимъ образомъ, слѣдуетъ отличать градіентъ *статическій* или видимый, отнесенный къ горизонтальной поверхности, и градіентъ *динамическій* или дѣйствительный, отсчитываемый на поверхности уровня, которая соотвѣтствуетъ скорости движущихся массъ воздуха. Образованіемъ динамическаго градіента и объясняется возможность существованія на нѣкоторой высотѣ компенсаціоннаго оттока массъ воздуха отъ полюса къ экватору. Въ самыхъ верхнихъ слояхъ атмосферы изобарныя поверхности сильно наклонены отъ экватора къ полюсамъ. Поэтому тамъ градіентъ всегда направленъ къ полюсу, и массы воздуха движутся отъ запада съ составляющей къ сѣверу. Въ слояхъ среднихъ наклонъ меньше, а слѣдовательно, возможенъ случай, представленный на рис. 99; движеніе воздуха направлено отъ запада съ составляющей къ югу. Это и будетъ возвратный токъ. Еще ниже скорость вѣтра уменьшена треніемъ и тѣмъ больше, чѣмъ ближе къ земной поверхности. Поверхности уровня еще менѣе наклонены, стремясь стать въ положеніе, параллельное земной

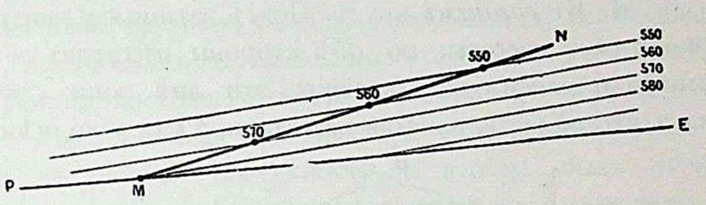


Рис. 99.

поверхности. На нѣкоторой высотѣ поверхность *MN* можетъ совпадать съ изобарными поверхностями; въ этомъ слоѣ вовсе не будетъ градіента. Это нейтральный слой. Если наклонъ поверхности равновѣсія будетъ меньше наклона изобарной поверхности, то явится градіентъ, направленный отъ экватора къ полюсамъ. Такимъ образомъ, въ различныхъ ярусахъ атмосферы должны существовать слѣдующія теченія.

I. Въ *нижнихъ* слояхъ. На экваторѣ — поясъ затишья, давленіе минимумъ, восходящій токъ; по обѣ стороны экватора до 30° область сѣверо-восточнаго и юго-восточнаго пассатовъ; около 30° с. и ю. широты новыя двѣ зоны затишья, максимумъ давленія и нисходящій токъ; далѣе вѣтры, отклоняющіеся все болѣе и болѣе къ западу, падающее давленіе, особенно въ южномъ полушаріи (рис. 100).

II. Въ *среднемъ* ярусѣ. Поясъ затишья у экватора; по обѣ стороны экватора — пассаты; по обѣ стороны пассатовъ — новыя двѣ зоны затишья и максимумъ давленія; эти двѣ зоны сдвинуты къ экватору, такъ что область, занятая пассатами, тѣмъ ýже, чѣмъ выше надъ земной

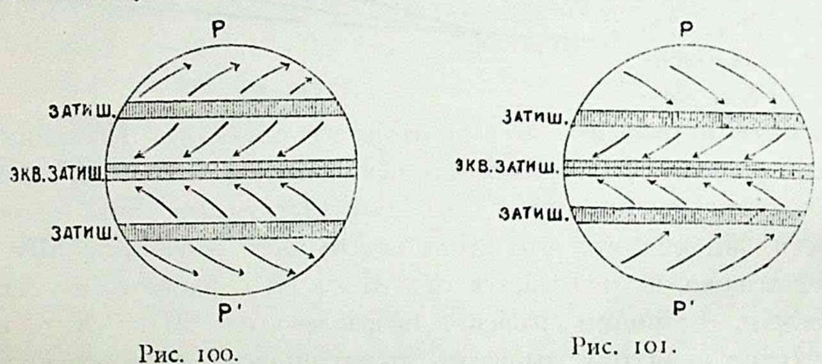


Рис. 100. Рис. 101.

поверхностью; далѣе область возвратнаго тока отъ сѣверо-запада въ сѣверномъ полушаріи и отъ юго-запада въ южномъ; теченія эти, приблизившись къ кольцу высокихъ давленій (30° с. и ю. ш.), опускаются и питаютъ нижнія пассатныя теченія, т. е. замыкаютъ окончательно циклъ воздушнаго круговорота (рис. 101).

III. Въ *верхнихъ* слояхъ атмосферы. Вдоль экватора до самыхъ большихъ высотъ достигаетъ восточный вѣтеръ; массы воздуха, поднимаясь, переходятъ изъ мѣстъ, гдѣ линейная скорость вращенія меньше, въ мѣста, гдѣ скорость больше. Поэтому этотъ восходящій токъ получаетъ характеръ восточнаго вѣтра. Но, перейдя экваторъ, онъ въ сѣверномъ полушаріи скоро переходитъ въ юго-восточный, южный и юго-западный, а въ южномъ полушаріи — въ сѣверо-восточный, сѣверный и сѣверо-западный. Далѣе къ полюсамъ вся область сѣвернаго полушарія занята юго-западнымъ теченіемъ, а вся область южнаго полушарія — сѣверо-западнымъ теченіемъ. По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью ширина пассатной области суживается и на очень большихъ высотахъ сводится къ

узкой полоскѣ, лежащей надъ экваторомъ. Поэтому надъ экваторомъ восточные вѣтры достигаютъ почти крайнихъ предѣловъ атмосферы.

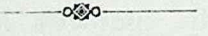
Собирая всѣ изложенныя соображенія въ одно цѣлое, можно слѣдующимъ образомъ формулировать теоретическую схему общей циркуляціи атмосферы.

Общее движеніе воздуха въ каждомъ полушаріи образуетъ большой полярный атмосферическій вихрь; вращеніе внутри вихря происходитъ въ сѣверномъ полушаріи противъ часовой стрѣлки, а въ южномъ— по часовой стрѣлкѣ. Каждый изъ двухъ вихрей обладаетъ внѣшнею круговою областью съ вращеніемъ около горизонтальной оси; восходящая вѣтвь находится въ области термическаго экватора, а нисходящая — на границахъ пассатовъ. Нижнюю горизонтальную часть этого воздуховорота составляютъ *пассаты*, а верхнюю — *антипассаты*. На границѣ полярнаго вихря и внѣшней круговой области происходитъ, вслѣдствіе центробѣжной силы, накопленіе воздуха и соотвѣтственное увеличеніе давленія. Верхняя граница восточнаго вѣтра на экваторѣ достигаетъ большихъ высотъ; по мѣрѣ удаленія отъ экватора, эта граница постепенно приближается къ земной поверхности, а вѣтеръ подъ этой границей быстро поворачиваетъ въ сѣверномъ полушаріи къ юго-востоку, югу и юго-западу, а въ южномъ полушаріи — къ сѣверо-востоку, сѣверу и сѣверо-западу. Въ среднемъ поясѣ атмосферы среднихъ и высшихъ широтъ существуетъ возвратный компенсаціонный токъ къ экватору, замыкающій воздуховоротъ атмосферы между экваторомъ и полюсами. Гильдебрандсонъ, на основаніи огромнаго наблюдательнаго матеріала, видоизмѣнилъ нѣсколько эту схему, какъ это увидимъ нѣсколько ниже.

Изложенная нами схема общей циркуляціи атмосферы составлена на основаніи нѣкоторыхъ простѣйшихъ допущеній. Въ дѣйствительности же въ природѣ является рядъ факторовъ, вносящихъ значительныя осложненія. Въ нижнихъ слояхъ атмосферы апріорная схема должна претерпѣвать различныя видоизмѣненія въ зависимости отъ образованія и перемѣщенія мѣстныхъ положительныхъ и отрицательныхъ термическихъ пертурбацій. Во всей чистотѣ эта схема выступаетъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Особенно сильныхъ уклоненій мы вправѣ ожидать въ нижнихъ слояхъ среднихъ широтъ, гдѣ происходятъ наиболѣе значительныя измѣненія температуры и давленія. Тѣмъ не менѣе, и въ этихъ широтахъ возможно, методомъ среднихъ чиселъ, установить нѣкоторое *среднее* распредѣленіе воздушныхъ теченій. Исходной точкой для этихъ апріорныхъ построеній будутъ служить попрежнему законы Галлея, Бейсъ-Балло и Стевенсона. Въ области *среднихъ* слабыхъ давленій образуется циклоническое движеніе, а около барометрическихъ максимумовъ устанавливается антициклоническое со-

стояніе. Напримѣръ, въ зимніе мѣсяцы надъ материкомъ Азіи должны господствовать западные и юго-западные вѣтры — на сѣверѣ материка, сѣверо-западные и сѣверные — на востокѣ, сѣверо-восточные — на югѣ, юго-восточные и южные — надъ западной частью Азіи. Надъ сѣверной частью Атлантическаго океана въ январѣ должно существовать циклоническое движеніе, т. е. юго-западное и южное теченіе въ восточной, сѣверо-восточное, сѣверное и сѣверо-западное въ западной половинѣ океана. Въ западной Европѣ въ зимніе мѣсяцы можно ожидать господства юго-западныхъ вѣтровъ подъ вліяніемъ исландскаго сезоннаго минимума. Въ сѣверномъ полярномъ поясѣ воздушныя теченія должны быть направлены вообще отъ сѣвера подъ вліяніемъ повышеннаго давленія въ арктическомъ поясѣ.

Въ частности, чтобы построить *среднее* направленіе вѣтра въ какой-нибудь точкѣ земной поверхности, нужно въ этой точкѣ провести нормаль къ изобарѣ въ сторону падающаго давленія. Среднее направленіе вѣтра будетъ находиться въ углѣ между изобарой и нормалью, въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ — влѣво отъ нормали. Уголъ отклоненія среднимъ числомъ равенъ $40-50^0$; посреди суши онъ меньше, чѣмъ посреди океановъ.



XVI.

Распредѣленіе воздушныхъ теченій на земной поверхности.

Методы опредѣленія направленія вѣтра. Въ составъ понятія о вѣтрѣ входитъ два элемента: направленіе и сила вѣтра. *Направленіе* вѣтра отмѣчается тѣми точками горизонта, *отъ которыхъ* дуетъ вѣтеръ. Для опредѣленія направленія вѣтра служитъ *флюгеръ*. Простѣйшій флюгеръ состоитъ изъ вертикальной доски, которая можетъ свободно вращаться около вертикальной оси. Доска эта въ каждый данный моментъ устанавливается по направленію дующаго вѣтра. Простая доска флюгера замѣняется иногда системой, состоящей изъ двухъ вертикальныхъ досокъ, составляющихъ небольшой уголъ, и снабженной противовѣсомъ (рис. 102). Вся система подъ дѣйствіемъ дующаго вѣтра поворачивается до тѣхъ поръ, пока давленіе вѣтра на обѣ доски не сдѣлается одинаковымъ, а это будетъ достигнуто тогда, когда стержень противовѣса, дѣлящій пополамъ уголъ между досками флюгера, установится по направленію вѣтра. Остается только опредѣлить положеніе этого стержня относительно странъ свѣта (см. Инструкцію Гл. Физ. Обсерваторіи). Направленіе вѣтра отмѣчаютъ или по 8 или по 16 глав-

нымъ направленіямъ, или румбамъ. Иногда вводятъ еще промежуточныя направленія, отмѣчаемыя, какъ показано на рис. 103. Направленіе вѣтра, особенно во время сильныхъ бурь, не остается безъ измѣненія. Вѣтеръ быстро поворачивается въ ту или другую сторону, и доска флюгера столь же быстро мѣняетъ свое положеніе. Въ виду этого на болѣе полныхъ станціяхъ примѣняютъ флюгеръ Салейрона (рис. 104, стр. 264). Онъ состоитъ изъ пары крыльевъ *AA*, вращающихся около общей горизонтальной оси. На горизонтальной оси нарѣзанъ безконечный винтъ, захватывающій зубцы коробки *CC*. При вращеніи крыльевъ *AA* вся система поворачивается около вертикальной линіи *D* до тѣхъ поръ, пока горизонтальная ось не станетъ перпендикулярно къ направленію вѣтра. При измѣненіяхъ направленія вѣтра, вся система и вмѣстѣ съ ней вертикальная ось *DD* плавно, безъ скачковъ, переходитъ изъ одного положенія въ дру-

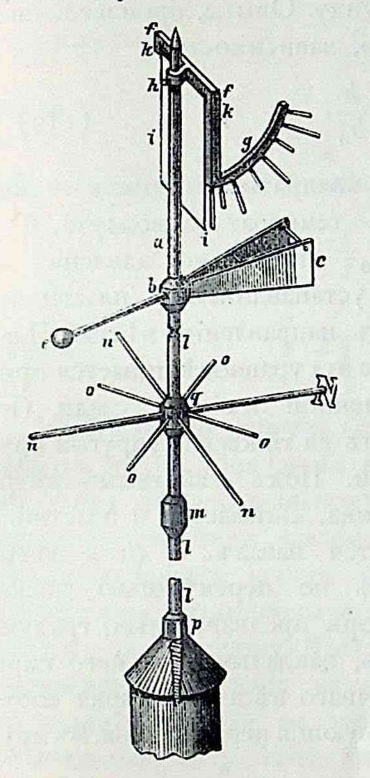


Рис. 102.

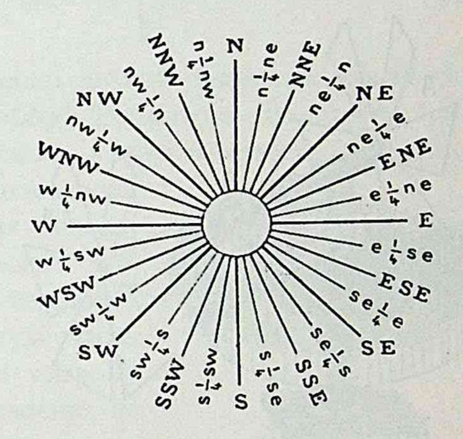


Рис. 103.

гое. Къ концу стержня *DD* прикрѣплена стрѣлка *EF*, движущаяся передъ циферблатомъ, дѣленія котораго соотвѣтствуютъ различнымъ румбамъ.

Методы опредѣленія силы вѣтра. Доска Вильда. Сила вѣтра будетъ опредѣлена, если мы найдемъ *скорость* вѣтра, выраженную, напримѣръ, въ метрахъ въ секунду, или *давленіе* вѣтра (найденное, положимъ, въ килограммахъ на квадратный метръ). Приборы, которые служатъ для опредѣленія силы вѣтра, называются вообще *анемометрами*. При отсутствіи приборовъ, можно опредѣлять приблизительно интенсивность вѣтра по особой таблицѣ, придерживаясь 10-тибалльной шкалы (0 — штиль, 10 — ураганъ).

Моряки отмѣчаютъ силу вѣтра по 12-балльной шкалѣ Бофорта.

Между скоростью вѣтра и его давленіемъ существуетъ зависимость, форма которой можетъ быть найдена опытнымъ путемъ. Коэффиціенты этой формулы были многократно опредѣляемы различными учеными. Часто пользуются приближенной формулой

$$p = 0.125\, v^2, \tag{118}$$

въ которой p — давленіе въ килограммахъ на кв. метръ, а v — скорость вѣтра, выраженная въ метрахъ въ секунду. Опыты, произведенные въ Англіи, дали слѣдующую, болѣе полную, зависимость:

$$p = \frac{0.002698\, v^2}{1 + 0.004\, t} \cdot \frac{h}{h_0}, \tag{119}$$

гдѣ p — давленіе въ англійскихъ фунтахъ на квадратный футъ, v — скорость, выраженная въ миляхъ въ часъ, t — температура воздуха, h — давленіе воздуха въ моментъ наблюденія, h_0 — нормальное давленіе.

Чтобы опредѣлить давленіе вѣтра, устанавливаютъ пластинку, чаще всего круговой формы, нормально къ направленію вѣтра. Пластинка эта уравновѣшивается прикрѣпленной къ ней сзади (въ цѣнтрѣ ея тяжести) упругой пружиной. Подъ дѣйствіемъ вѣтра пружина, сжимается и пластинка подается назадъ. О силѣ вѣтра судятъ по перемѣщенію диска. Приборъ предварительно градуируютъ, накладывая на него гири различнаго вѣса и измѣряя соотвѣтствующія перемѣщенія. Въ другихъ случаяхъ подвижная доска подвѣшена такъ, что подъ дѣйствіемъ вѣтра отклоняется отъ вертикальнаго положенія, вращаясь около горизонтальной оси, какъ это имѣетъ мѣсто въ приборѣ Вильда. Доска прикрѣплена къ флюгеру такъ, что ось вращенія устанавливается нормально къ направленію вѣтра. Положимъ, что давленіе вѣтра на доску AB (рис. 105) равно sH, гдѣ H — давленіе вѣтра на 1 *кв м*, а

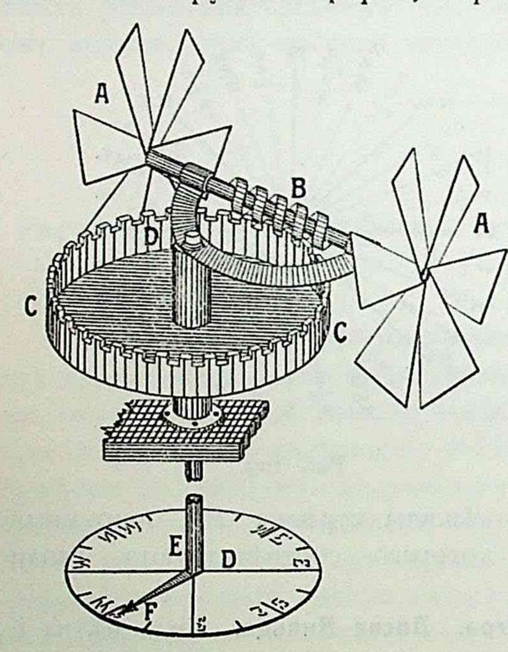


рис. 104.

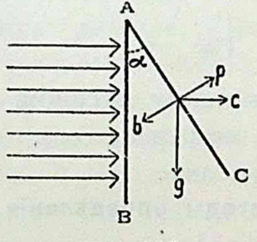


рис. 105.

s — площадь доски, выраженная въ кв. метрахъ. Подъ дѣйствіемъ вѣтра доска AB отклоняется на уголъ α и принимаетъ положеніе AC. На нашу доску дѣйствуютъ теперь двѣ силы, приложенныя къ центру тяжести доски: сила g, равная вѣсу доски, и давленіе вѣтра $c = s\,H\cos\alpha$. Разложимъ каждую изъ нихъ на двѣ: одну по продолженію доски AC, другую — перпендикулярно къ доскѣ. Если доска пришла въ равновѣсіе, то силы p и b сдѣлались равными, т. е. $p = b$; но $p = c\cos\alpha = s\,H\cos^2\alpha$, а $b = g\sin\alpha$,

слѣдовательно, $$s\,H\cos^2\alpha = g\sin\alpha,$$

откуда $$H = \frac{g\sin\alpha}{s\cos^2\alpha}.$$

При небольшихъ отклоненіяхъ доски

$$H = \frac{g}{s}\,tg\alpha;\ \text{но}\ H = 0.125\,v^2,$$

а потому $$v = \sqrt{\frac{g}{0.125 s}\,tg\alpha} = A\sqrt{tg\alpha}. \qquad (120)$$

Робинзоновъ крестъ. Совершенно другой принципъ для измѣренія *скорости* вѣтра примѣненъ въ приборѣ Робинзона. Въ этомъ приборѣ (рис. 106) къ вертикальному стержню, который можетъ вращаться съ возможно меньшимъ треніемъ около своей оси, прикрѣпленъ крестъ съ 4-мя полыми полушаріями, обращенными выпуклой стороной въ одну сторону. Вѣтеръ производитъ одновременно давленіе на выпуклую часть одного полушарія и на вогнутую сторону противоположнаго. Такъ какъ давленіе на вогнутую часть больше, чѣмъ на выпуклую, то крестъ вмѣстѣ со стержнемъ, начинаетъ вращаться, двигаясь выпуклой стороной полушарій впередъ. Очевидно, что между скоростью вѣтра v и числомъ оборотовъ n, совершаемыхъ крестомъ въ единицу времени, существуетъ извѣстная зависимость; другими словами, скорость вѣтра v есть нѣкоторая функція n, т. е. $v = f(n)$. Для того, чтобы, при помощи прибора Робинзона, можно было опредѣлять скорость вѣтра, предстоитъ рѣшить двѣ задачи: 1) нужно умѣть измѣрять число оборотовъ, совершаемыхъ крестомъ въ единицу времени, и, 2) опредѣлить видъ функціи $f(n)$. Для опредѣленія числа оборотовъ n нижняя часть стержня, на-

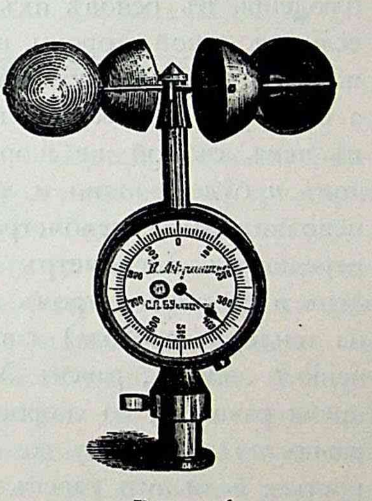


Рис. 106

ходящаяся въ коробкѣ, снабжена безконечнымъ винтомъ, захватывающимъ зубцы колеса, имѣющаго на своей окружности 100 зубцовъ. При каждомъ полномъ оборотѣ креста зубчатое колесо поворачивается на одинъ зубецъ. Такимъ образомъ, полный оборотъ зубчатаго колеса соотвѣтствуетъ 100 оборотамъ креста, что отмѣчается полнымъ оборотомъ стрѣлки на циферблатѣ коробки. Другія стрѣлки, приводимыя въ движеніе соотвѣтственнымъ расположеніемъ системы зубчатыхъ колесъ, даютъ возможность отсчитывать тысячи, десятки тысячъ оборотовъ креста. Ось креста устанавливаютъ вертикально, въ открытомъ со всѣхъ сторонъ мѣстѣ, записываютъ положеніе всѣхъ стрѣлокъ на циферблатахъ и, въ извѣстный моментъ, помощью особаго рычажка устанавлинаютъ связь между стержнемъ и системой зубчатыхъ колесъ. По прошествіи нѣкотораго времени, эту связь прерываютъ и отсчитываютъ новое положеніе стрѣлокъ. Разность показаній дастъ непосредственно число оборотовъ креста. Нерѣдко къ такому анемометру присоединяютъ электрическій счетчикъ, который даетъ сигналы или перемѣщаетъ стрѣлку при каждой сотнѣ оборотовъ.

Зависимость между v и n выражаютъ обыкновенно эмпирической формулой вида

$$v = a + bn + cn^2, \tag{121}$$

гдѣ a, b и c — постоянные коэффиценты, которые находятъ изъ наблюденія. Въ основѣ ихъ опредѣленія лежитъ слѣдующее допущеніе: если, съ одной стороны, предположимъ, что *анемометръ* находится въ покоѣ и массы воздуха проносятся надъ нимъ съ нѣкоторой скоростью, а съ другой, что *воздухъ* находится въ покоѣ, а анемометръ подвигается въ немъ съ той же скоростью, то въ обоихъ случаяхъ число оборотовъ n будетъ одно и то же. Вмѣсто того, чтобы оперировать съ неподвижнымъ анемометромъ въ движущемся воздухѣ, предпочитаютъ передвигать анемометръ въ спокойной атмосферѣ. Выбираютъ тихій день и съ анемометромъ проходятъ, съ опредѣленной скоростью (напр. на тендерѣ паровоза) извѣстный путь. Если путь, пройденный въ теченіе t секундъ, равенъ N, а число оборотовъ анемометра въ то же время равно m, то скорость $v = N:t$, число же оборотовъ въ секунду равно $m:t$. По тому же пути передвигаются затѣмъ съ другой скоростью; если путь равенъ N_1, время — t_1, число оборотовъ — m_1, то $v_1 = N_1 : t_1$ и $n_1 = m_1 : t_1$. Каждая такая пара выраженій даетъ скорость и соотвѣтствующее число оборотовъ, а, слѣдовательно, должна удовлетворять уравненію (121). Изъ этихъ наблюденій, по способу наименьшихъ квадратовъ, можно опредѣлить коэффиценты a, b и c. Въ большихъ обсерваторіяхъ устраиваютъ для этой цѣли особаго рода *ротаціонные* приборы. Къ вертикальной стойкѣ прикрѣпленъ горизонтальный

длинный рычагъ, устроенный такимъ образомъ, что онъ можетъ свободно вращаться около вертикальной оси; на концѣ рычага прикрѣпляютъ испытуемый анемометръ и приводятъ въ движеніе рычагъ. Длину пути, пройденнаго анемометромъ въ теченіе извѣстнаго времени, легко опредѣлить по длинѣ горизонтальнаго рычага, и счетчикъ дастъ соотвѣтствующее число оборотовъ креста.

Другіе методы опредѣленія силы вѣтра. Предложены были и другіе методы для опредѣленія силы вѣтра. Напримѣръ, въ трубкѣ Пито существенную часть составляетъ съ обѣихъ сторонъ открытый водяной манометръ: одна вѣтвь его переходитъ въ горизонтальное воронкообразное колѣно. Если это колѣно обращено къ вѣтру, то, вслѣдствіе давленія воздуха, жидкость въ другомъ колѣнѣ подымается. Изъ разности уровней въ обоихъ колѣнахъ можно судить о скорости вѣтра.

Не будемъ останавливаться на самопишущихъ анемографахъ, въ числѣ которыхъ одно изъ видныхъ мѣстъ принадлежитъ анемографу

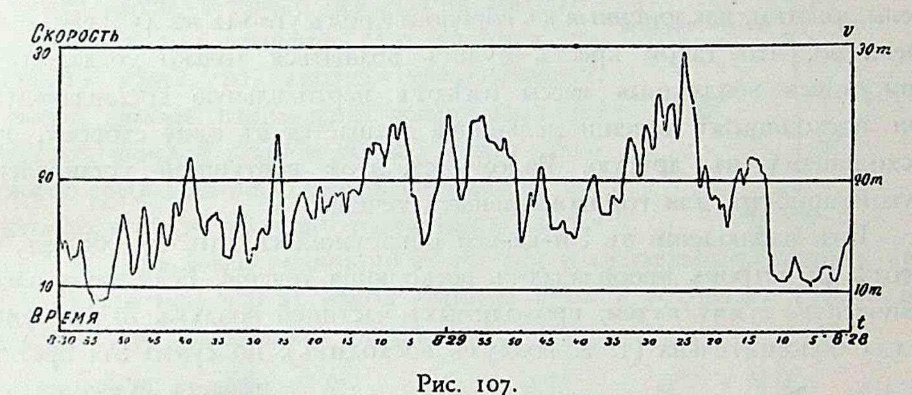


Рис. 107.

университетскаго механика І. А. Тимченко въ Одессѣ. Описаніе прибора можно найти въ «Лѣтописяхъ метеорологической обсерваторіи Императорскаго Новороссійскаго университета». Годъ первый, 1894.

Новый анемометръ Гольдшмита основанъ на томъ, что сопротивленіе платиновой проволоки, введенной въ цѣпь, увеличивается при повышеніи температуры. Двѣ одинаковыхъ проволоки введены въ мостикъ Уитстона. Если обѣ проволоки имѣютъ одинаковыя температуры, то гальванометръ остается въ равновѣсіи. Но если одна изъ нихъ подвергнута дѣйствію вѣтра, то она охлаждается, сопротивленіе ея уменьшается и стрѣлка гальванометра отклоняется. Приборъ долженъ быть предварительно градуированъ.

Во многихъ случаяхъ важно знать не только среднюю скорость, а также интенсивность отдѣльныхъ или максимальныхъ порывовъ. Въ Парижѣ Ришаръ устраиваетъ вертушки, обладающія весьма слабой инерціей, а потому слѣдящія почти непрерывно за малѣйшими оттѣнками въ измѣненіяхъ силы вѣтра. Діаграммы, начерченныя такими при-

борами, указываютъ структуру вѣтровъ. Оказывается, что не только направленіе, но и сила вѣтра претерпѣваетъ нерѣдко непрерывныя измѣненія; вѣтеръ какъ бы пульсируетъ. На рис. 107, стр. 267, дана запись подобнаго анемографа въ Перпиньянѣ; въ теченіе двухъ минутъ, какъ видно, скорость вѣтра измѣнялась отъ 6 до 29 метровъ.

Анемометры для измѣренія вертикальной слагающей силы вѣтра. Мы уже нѣсколько разъ говорили о необходимости существованія въ атмосферѣ восходящихъ и нисходящихъ теченій, а, слѣдовательно, о существованіи вертикальной слагающей силы вѣтра. Эти вертикальныя слагающія вообще невелики, и для обнаруженія ихъ должны быть примѣнены особые чувствительные методы. Изученіемъ вертикальной слагающей силы вѣтра и, такъ называемымъ, наклономъ вѣтра много занимался бывшій директоръ обсерваторіи въ Зи-ка-вей, вблизи Шанхая, Маркъ Дешевренъ. Приборъ Дешеврена состоитъ изъ креста, вращающагося около вертикальной оси, къ лучамъ котораго прикрѣплены лопатки, наклоненныя къ горизонту подъ угломъ въ 45° (рис. 108). Очевидно, что такой крестъ будетъ вращаться только тогда, когда движущіяся воздушныя массы имѣютъ вертикальную составляющую. При восходящемъ теченіи мельничка вращается въ одну сторону, при нисходящемъ въ другую. Рядомъ съ этой вертушкой установленъ другой приборъ для горизонтальныхъ теченій.

Изъ наблюденій въ Зи-ка-вей обнаружилось, что, въ общемъ, на высотѣ 40 метровъ преобладаютъ восходящія теченія. Если взять алгебраическую сумму путей, проходимыхъ частицей воздуха, то эта сумма всегда положительна (т. е. воздухъ восходитъ); но сумма эта претерпѣваетъ суточныя колебанія, а также измѣненія въ зависимости отъ давленія воздуха и направленія вѣтра. Въ суточномъ ходѣ эта сумма, напримѣръ, въ ноябрѣ 1885 года, имѣла наименьшую величину въ ночные часы, а максимумъ между 12 — 1 час. дня; соотвѣтственно этому наклонъ вѣтра къ горизонту въ утренніе часы равнялся 4.68° (между 7 и 8 часами утра) и 5.39° (между 12 и 1 ч. дня). Барометръ подымается, когда воздухъ нисходитъ, и обратно. Дальнѣйшія наблюденія Дешевренъ производилъ на островѣ Джерсей на высотѣ 110 *м*. Въ этомъ новомъ мѣстѣ наблюденій замѣчено, попрежнему, преобладаніе восходящихъ теченій. Средняя скорость горизонтальнаго теченія равна 25.3 *км*, а вертикальнаго 2.6 *км* въ часъ; наклонъ вѣтра между 5° и 6°. Низкое давленіе, болѣе высокая темпе-

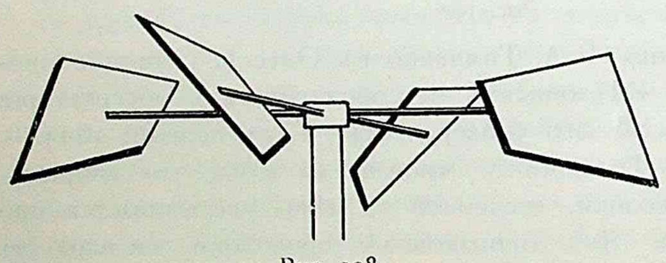


Рис. 108.

ратура и восходящее теченіе встрѣчаются, какъ нормальное условіе циклоновъ на земной поверхности; высокое давленіе, болѣе низкая температура и нисходящее (или ослабленное восходящее) теченіе — спутники антициклоновъ. Подобныя же наблюденія, произведенныя въ Одессѣ съ анемометромъ, укрѣпленнымъ на высотѣ 24 *м* надъ поверхностью почвы, такъ же рѣзко обнаружили суточный ходъ въ вертикальной слагающей. Впрочемъ, вопросъ объ измѣреніи вертикальной слагающей подлежитъ еще дальнѣйшей разработкѣ.

Разработка наблюденій. Наблюденія надъ скоростью и направленіемъ вѣтра должны быть разработаны. Разработка анемометрическихъ наблюденій производится совершенно такъ же, какъ и разработка наблюденій надъ температурой, давленіемъ и влажностью воздуха, т. е. вычисляютъ *среднія* часовыя, мѣсячныя, годовыя скорости вѣтра, а также отмѣчаютъ абсолютныя крайнія ихъ значенія. Что касается направленія вѣтра, то находятъ *преобладающее*, а также *среднее* направленіе воздушныхъ теченій для каждой станціи особо. Чтобы обнаружить преобладающее направленіе вѣтра, сосчитываютъ число вѣтровъ различныхъ направленій за извѣстный, возможно болѣе продолжительный, періодъ времени. Положимъ, что въ какомъ-нибудь пунктѣ отсчитано слѣдующее число вѣтровъ различныхъ направленій:

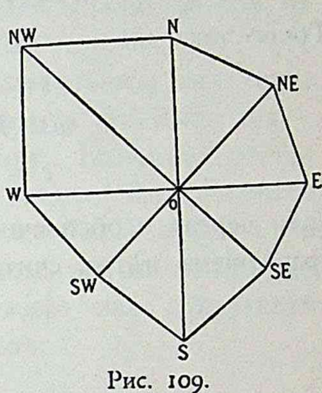


Рис. 109.

N	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*	всего
5850	4948	4735	4413	5817	4535	5466	7706	43470

Для удобства выразимъ эти числа въ процентахъ общей ихъ суммы:

N	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
13	12	11	10	13	10	13	18

Изъ послѣдняго ряда видно, что во взятомъ нами пунктѣ повторяемость вѣтровъ различныхъ румбовъ до нѣкоторой степени одинакова съ нѣкоторымъ преобладаніемъ сѣверо-западныхъ теченій. Для наглядности эти числа можно представить графически (рис. 109). Проведемъ изъ точки O прямыя по направленію 8 главныхъ румбовъ; на каждомъ изъ этихъ направленій отложимъ длины, пропорціональныя числамъ предыдущей таблички, и оконечности соединимъ непрерывными линіями. Полученный контуръ дастъ наглядное представленіе о распредѣленіи воздушныхъ теченій.

Чтобы опредѣлить *среднее* направленіе вѣтра, мы можемъ разсматривать числа той же предыдущей таблички какъ количественное вы-

раженіе силъ, стремящихся двигать точку атмосферы отъ различныхъ точекъ горизонта, и найти для этихъ силъ равнодѣйствующую. Эта равнодѣйствующая можетъ быть найдена графически (какъ равнодѣйствующая нѣсколькихъ силъ, дѣйствующихъ подъ угломъ) или путемъ вычисленія. Въ послѣднемъ случаѣ найдемъ составляющія по четыремъ главнымъ направленіямъ (сѣверу, югу, западу и востоку). Назовемъ эти составляющія буквами n, s, w, e, а числа предыдущей таблицы отмѣтимъ буквами N, NE, E,..... Чтобы найти сѣверную составляющую, нужно проектировать направленія NE и NW на сѣверное направленіе; очевидно,

$$n = N + NE \cos 45^0 + NW \cos 45^0. \text{*)}$$

Точно такъ же

$$s = S + SE \cos 45^0 + SW \cos 45^0,$$
$$w = W + NW \cos 45^0 + SW \cos 45^0,$$
$$e = E + SE \cos 45^0 + NE \cos 45^0.$$

Если черезъ α обозначимъ уголъ между меридіаномъ и среднимъ направленіемъ вѣтра, считая отъ точки сѣвера къ востоку, то

$$tg\alpha = \frac{n - s}{e - w},$$

а средняя скорость вѣтра въ произвольныхъ единицахъ

$$R = \sqrt{(n - s)^2 + (e - w)^2}.$$

Для Одессы среднее направленіе вѣтра равно $N\ 40^0\ E$. До сихъ поръ мы предполагали, что сила всѣхъ вѣтровъ совершенно одинакова, что не отвѣчаетъ дѣйствительности. Чтобы получить болѣе точный результатъ, нужно каждое изъ чиселъ N, NE, E,..., выражающихъ повторяемость каждаго вѣтра, умножить на соотвѣтствующую среднюю его скорость.

Въ дальнѣйшемъ, при картографическомъ изображеніи распредѣленія воздушныхъ теченій на земной поверхности, будемъ отмѣчать вѣтры стрѣлками: направленіе стрѣлки выразитъ среднее направленіе вѣтра, а длина стрѣлки пропорціональна его средней скорости.

Общее распредѣленіе воздушныхъ теченій. Въ тропическомъ поясѣ отъ 30^0 с. ш. до 30^0 ю. ш. господствуютъ въ сѣверномъ полушаріи сѣверо-восточные, въ южномъ юго-восточные вѣтры — *пассаты*. Вблизи экватора они раздѣлены узкой полосой затишья, которая характеризуется низкимъ давленіемъ, слабыми перемѣнными вѣтрами, усиленной облачностью и дождливостью. На полярныхъ границахъ пассатовъ встрѣ-

*) $\cos 45^0 = 0.707$.

чаемъ опять двѣ области затишья, которыя, въ противоположность экваторіальной полосѣ, отличаются высокимъ давленіемъ, сухимъ воздухомъ и яснымъ небомъ. Далѣе, господство принадлежитъ въ сѣверномъ полушаріи юго-западнымъ, а въ южномъ сѣверо-западнымъ теченіямъ. Ганнъ даетъ слѣдующую общую схему воздушныхъ теченій на земной поверхности (вертикальныя черты обозначаютъ затишья):

широта . . .	60° с. ш.	30°	10°	0°	10° ю. ш.	30°	60°
вѣтеръ . . .	WSW	| NE,ENE	|		ESE,SE	|	WNW
давленіе въ *мм.*	758	762.5	758	758	759	763.5	743

Дѣйствительное распредѣленіе воздушныхъ теченій можно видѣть на картахъ, приложенныхъ въ концѣ книги (табл. II).

Пассаты. Пассаты отличаются своимъ постоянствомъ; сила ихъ, въ средней части, равна 6—8 *м* въ 1 сек., а средній градіентъ 2.0—2.5 *мм.* Пассаты дуютъ сильнѣе зимой, чѣмъ лѣтомъ. Большимъ постоянствомъ отличаются пассаты Атлантическаго океана. Въ западныхъ частяхъ океановъ направленіе вѣтра переходитъ все болѣе и болѣе въ восточное. Области пассатовъ и затишья перемѣщаются въ теченіе года вслѣдъ за движеніемъ солнца, какъ это видно изъ слѣдующей таблички, въ которой показаны границы пассатовъ:

A) мартъ

	Атлантическій океанъ			Тихій океанъ		
	сѣв. гр.	южн. гр.	ширина	сѣв. гр.	южн. гр.	ширина
NE пассатъ . .	26° с. ш.	3° с. ш.	23°	25° с. ш.	5° с. ш.	20°
затишье . . .	3 »	0 »	3	5 »	3 »	2
SE пассатъ . .	0 »	25 ю. ш.	25	3 »	28 ю. ш.	31

B) сентябрь

	Атлантическій океанъ			Тихій океанъ		
	сѣв. гр.	южн. гр.	ширина	сѣв. гр.	южн. гр.	ширина
NE пассатъ . .	35° с. ш.	11° с. ш.	24°	30° с. ш.	10° с. ш.	20°
затишье . . .	11 »	3 »	8	10 »	7 »	3
SE пассатъ . .	3 »	25 ю. ш.	28	7 »	20 ю. ш.	27

Сѣверная граница сѣверо-восточнаго пассата перемѣщается въ Атлантическомъ океанѣ отъ марта къ сентябрю на 9°, а въ Тихомъ океанѣ — на 5°. На картѣ вѣтровъ Индійскаго океана можно видѣть, какъ СВ-ое теченіе, при перемѣщеніи черезъ экваторъ (въ январѣ), переходитъ къ С и СЗ-ду, а въ іюлѣ ЮВ-ый пассатъ преобразовывается въ ЮЗ-ый муссонъ. То же, въ болѣе слабой степени, имѣетъ мѣсто и въ другихъ океанахъ.

Воздушныя теченія среднихъ и высшихъ широтъ. За областями пассатовъ расположены области преобладающихъ западныхъ теченій.

Въ южномъ полушаріи эта система гораздо правильнѣе; въ сѣверномъ — область западныхъ теченій, въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы, является ареной постоянныхъ вихревыхъ движеній — циклоновъ, быстрыхъ смѣнъ въ направленіи и силѣ вѣтра, что является слѣдствіемъ большихъ контрастовъ въ распредѣленіи положительныхъ и отрицательныхъ термическихъ пертурбацій, особенно въ зимнее время. По сосѣдству съ полюсами опять являются теченія съ составляющей, слабо направленной къ экватору. Условія образованія этой системы можно считать не вполнѣ выясненными. Мы сказали, что въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы, вслѣдствіе множества посторонниxъ вліяній, существуютъ различныя отступленія отъ общей схемы. Главнѣйшее отступленіе заключается въ томъ, что, вслѣдствіе мѣстныхъ положительныхъ и отрицательныхъ пертурбацій, образуются барометрическія области, окаймленныя замкнутыми изобарами. Такія области даютъ начало циклоническимъ и антициклоническимъ системамъ теченій. Въ сѣверномъ полушаріи *среднія* циклоническія движенія устанавливаются въ лѣтніе мѣсяцы надъ материкомъ Азіи и С. Америки, а зимою — южнѣе Аляски и южнѣе Исландіи, антициклоническія — надъ материкомъ Азіи и С. Америки зимою и около океаническихъ максимумовъ въ теченіе всего года. Наконецъ, въ нижнихъ слояхъ среднихъ и высшихъ широтъ постоянно образуются и движутся *временные* циклоны, о которыхъ будемъ говорить подробнѣе нѣсколько дальше. Но всѣ эти мѣстныя и временныя системы теченій ограничиваются слоемъ, не превышающимъ 10 — 15 *км*. Мы сказали, что въ сѣверной части океановъ (у Исландіи и Аляски), въ зимніе мѣсяцы, находятся области слабыхъ давленій; вслѣдствіе этого въ южныхъ частяхъ этихъ областей, а также въ значительной части Европы и С. Америки должны господствовать юго-западныя теченія; въ западныхъ частяхъ океановъ — сѣверо-западныя, на крайнемъ сѣверѣ — восточныя, юго-восточныя и сѣверо-восточныя. Юго-западныя теченія въ Атлантическомъ и Тихомъ океанахъ, а также сѣверо-западныя теченія у восточныхъ береговъ материковъ должны усиливаться отъ вліянія материковыхъ максимумовъ. Для подтвержденія этихъ теоретическихъ выводовъ обратимся къ наблюденіямъ и приведемъ числа, выражающія распредѣленіе вѣтровъ въ процентахъ:

	N	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
Западная Европа . .	6	8	9	11	13	25	17	11
Восточная Азія . .	12	7	6	4	4	9	24	34
Восточная Америка .	12	11	6	7	9	15	15	25

Въ лѣтніе мѣсяцы условія нѣсколько иныя. Сѣверныя части океановъ и западные берега материковъ находятся подъ вліяніемъ, съ одной стороны, океаническихъ максимумовъ, которые передвинулись къ сѣверу,

а съ другой — низкихъ давленій, находящихся внутри континентовъ Азіи и С. Америки; вслѣдствіе этого, въ западной Европѣ и западной Америкѣ преобладающія теченія остаются юго-западными; на востокѣ Европы преобладаніе принадлежитъ сѣверо-западнымъ и сѣвернымъ вѣтрамъ, а на восточныхъ берегахъ материковъ Азіи и С. Америки — *SE* и *SW*, и дѣйствительно:

	N	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
Москва	15	8	8	9	11	15	20	14
Западная Европа . .	9	8	7	7	10	22	20	17
Восточная Азія . .	7	9	17	22	16	10	9	10
Восточная Америка .	8	9	7	10	17	23	12	14
Оренбургъ	20	16	13	4	7	11	17	12

Полоса, идущая отъ Чернаго моря къ Уралу, находится попеременно то подъ вліяніемъ средне-азіатскаго минимума, то выходитъ изъ сферы его дѣйствія, вслѣдствіе чего въ лѣтніе мѣсяцы выступаютъ два главныхъ направленія: сѣверное и южное.

	N	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
Одесса	28	9	7	7	13	12	9	15
Уфа	27	1	5	3	46	4	10	4

Въ среднихъ и высшихъ широтахъ южнаго полушарія существуетъ гораздо больше правильности въ распредѣленіи теченій.

Матеріаломъ для изученія дѣйствительнаго распредѣленія воздушныхъ теченій въ болѣе высокихъ слояхъ земной атмосферы служатъ измѣренія, произведенныя на различныхъ горныхъ станціяхъ, записи, собранныя при помощи змѣевъ и шаровъ (особенно шаровъ-зондовъ), наблюденія надъ движеніемъ облаковъ, плавающихъ въ различныхъ ярусахъ атмосферы и, наконецъ, отмѣтки о направленіяхъ, по которымъ уносятся продукты вулканическихъ изверженій. Результаты всѣхъ этихъ наблюденій находятся въ значительномъ согласіи съ теоретическими выводами. Во время изверженія вулкана Козегвина (въ Никарагуа) въ 1835 году пепелъ покрылъ Ямайку, лежащую къ сѣверо-востоку. Пепелъ, выброшенный въ 1812 году изъ вулкана на Сенъ-Винцентѣ (Антильскія остр.), упалъ гораздо восточнѣе — на о. Барбадосѣ. На основаніи старыхъ наблюденій, на Канарскихъ островахъ пассатъ простирается до высоты 2700 *м*; за нимъ слѣдуетъ нейтральная зона; а выше 3000 *м* дуетъ юго-западный вѣтеръ. На Гаваи ($19^0 — 20^0$ с. ш.) пассатъ достигаетъ 2500 — 3000 *м*; затѣмъ слѣдуетъ промежуточный слой, а на вершинахъ Мауна Лоа и Мауна Кеа, на высотѣ выше 4000 *м*, господствуетъ юго-западный антипассатъ. На самомъ экваторѣ и въ ближайшей къ нему полосѣ можно констатировать восточный вѣтеръ до са-

мыхъ большихъ высотъ. Пепелъ, выброшенный вулканомъ Кракатау, распространялся къ западу и отходилъ въ то же время отъ экватора, указывая на постепенный переходъ верхнихъ теченій отъ востока къ юго-востоку, югу и юго-западу. По быстротѣ распространенія оптическихъ явленій, вызванныхъ суспендированной въ атмосферѣ пылью, можно было судить о скорости соотвѣтствующаго верхняго теченія. Скорость эта равнялась 34 *м* въ секунду. Къ этимъ наблюденіямъ присоединились въ послѣднее время наблюденія надъ движеніемъ перистыхъ облаковъ. Оказалось, что на экваторѣ, а также въ полосѣ, ближайшей къ экватору, господствуетъ до высоты не менѣе 10 *км* постоянный вѣтеръ, скорость котораго 30 — 40 *м* въ секунду. Изъ наблюденій на борту «Гаусса» найдено, что перистыя облака движутся въ среднемъ отъ слѣдующихъ точекъ горизонта:

30° с. ш.	20°	10°	5°	0°	10°	20°	30° ю. ш.
SW	*S*	*SE*	*E*	*ENE*	*NE*	*N*	*NW*

т. е. по мѣрѣ удаленія отъ экватора, верхнія теченія переходятъ въ сѣверномъ полушаріи въ *SE, S* и *SW*, а въ южномъ въ *NE, N* и *NW* (въ сѣверномъ полушаріи по часовой стрѣлкѣ, а въ южномъ противъ часовой стрѣлки). Наблюденія на Вестъ-Индскихъ островахъ, въ обработкѣ Бижлоу, показали, что внизу, между тропиками, вездѣ господствуетъ вѣтеръ съ восточной, а наверху — съ западной составляющей. Высота, на которой происходитъ перемѣна направленія, увеличивается къ экватору и зависитъ отъ времени года. Это видно изъ слѣдующихъ чиселъ, показывающихъ въ километрахъ высоту, на которой начинается западный вѣтеръ въ сѣверномъ полушаріи:

с. широта . .	35°	30°	20°	10°
зима	0	0.5	4.0	8.0
лѣто	—	4.0	выше 10.0	—

Зондированія атмосферы между 25 — 27° с. ш. посреди открытаго океана, произведенныя въ февралѣ 1906 года, дали слѣдующіе результаты:

с. шир.	з. долг.	высота въ *м*	напр. вѣтра	с. шир.	з. долг.	высота въ *м*	напр. вѣтра
26°45′	20°17′	1800	*ENE*	25°0′	22°0′	2300	*NNE*
		2000	*SSE*			3000	*NW*
		2450	*N*			3250	*SW*
		4150	*SW*			3950	*NNW — W*
		4650	*NW*			4100	*WSW*
		5100	*SW*				

Такимъ образомъ, эти изслѣдованія обнаружили, во-первыхъ, *пластинчатое* строеніе атмосферы и, во-вторыхъ, установили несо-

мнѣнно, что сѣверо-западное теченіе, указанное Гергезелемъ, не имѣетъ большой мощности и на высотѣ 3000—4000 *м* уступаетъ мѣсто классическому *антипассату*.

Наблюденія горныхъ станцій *внѣтропическихъ* странъ указываютъ на то, что по мѣрѣ поднятія надъ земною поверхностью усиливаются вѣтры, идущіе отъ западныхъ румбовъ, какъ это видно изъ слѣдующей таблицы, въ которой показана повторяемость этихъ двухъ направленій въ средней Европѣ:

	поверхность земли	Сэнтисъ (2500 *м*)	Зоннбликъ (3100 *м*)
отъ западн. румбовъ	54	71	53
» восточн. »	30	16	16

Продолжительныя наблюденія Ветина въ Берлинѣ дали слѣдующее среднее направленіе теченій на различныхъ высотахъ:

поверх. земли	1200	2250	4000	7200 *м*
$W\ 33^0\ S$	$W\ 7^0\ N$	$W\ 1^0\ N$	$W\ 4^0\ N$	$W\ 2^0\ S$

Въ зимнее время среднее направленіе больше отклонено къ сѣверу, а лѣтомъ къ югу.

Новѣйшія наблюденія надъ теченіемъ облаковъ, разработанныя Гильдебрандсономъ, показали, что во всей толщѣ атмосферы внѣтропическихъ странъ господствуетъ западное теченіе. Но только въ болѣе низкихъ слояхъ это направленіе имѣетъ слагающую, направленную къ полюсу, а въ верхнихъ, на всѣхъ доступныхъ наблюденію высотахъ, существуетъ слагающая, направленная отъ полюса. Тейссеранъ де Боръ замѣчаетъ, что движенія воздуха выше яруса перистыхъ облаковъ еще болѣе отклоняются къ экватору. Къ этому нужно прибавить, что направленіе верхнихъ теченій, повидимому, совпадаетъ съ среднимъ направленіемъ путей барометрическихъ минимумовъ. Весьма вѣроятно, поэтому, что наши циклоны можно разсматривать, какъ вторичные вихри, которые образуются въ области первичнаго полярнаго циклона и уносятся теченіями, господствующими внутри этого вихря (т. е. вообще отъ З. къ В.).

Гильдебрандсонъ слѣдующимъ образомъ резюмируетъ результаты разбора всѣхъ наблюденій надъ движеніемъ перистыхъ облаковъ:

1. Надъ зоной термическаго экватора и затишья существуетъ въ теченіе всего года *восточное* теченіе, которое на большихъ высотахъ должно имѣть очень большую скорость.

2. Надъ областью пассата господствуетъ контръ-пассатъ.

3. Этотъ контръ-пассатъ не переходитъ полярныхъ границъ пассата; по мѣрѣ движенія къ полюсамъ, онъ отклоняется, становясь все болѣе и болѣе западнымъ; надъ гребнемъ тропическаго максимума антипассатъ опускается, питая пассатъ.

4. Мѣстности, расположенныя на экваторіальной границѣ пассатовъ, въ извѣстное время года входятъ въ область затишья. Надъ этими мѣстностями имѣетъ мѣсто какъ бы верхній муссонъ: контръ-пассатъ — зимою и теченіе отъ востока — лѣтомъ.

5. Начиная отъ тропическихъ максимумовъ, давленіе воздуха, въ среднемъ, уменьшается постепенно къ полюсамъ. Такимъ образомъ, воздухъ умѣреннаго пояса увлекается въ видѣ обширнаго полярнаго вихря, вращающагося съ запада на востокъ. Это движеніе имѣетъ тотъ же характеръ, какъ и циклонъ: воздухъ въ нижнихъ слояхъ приближается къ центру, а въ верхнихъ удаляется все болѣе и болѣе, по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности; подобное движеніе существуетъ до самыхъ высокихъ, доступныхъ наблюденію, слоевъ.

6. Массы воздуха этихъ верхнихъ теченій относятся къ тропическимъ максимумамъ, гдѣ и опускаются.

7. Неправильности, которыя наблюдаются на земной поверхности, особенно въ области муссоновъ Азіи, исчезаютъ вообще на высотѣ облаковъ нижнихъ или среднихъ.

8. Нужно совершенно оставить идею Ферреля и Дж. Томсона о вертикальной циркуляціи между тропиками и полюсами.

Такимъ образомъ, основная и существенная мысль Гильдебрандсона заключается въ томъ, что циркуляція атмосферы состоитъ изъ двухъ *самостоятельныхъ* системъ: тропической и внѣтропической; каждая изъ нихъ замыкаетъ «самое себя». Первая представляетъ вихрь съ горизонтальной осью; вторая — полярный вихрь, обладающій свойствами всякаго вихря, т. е. центростремительнымъ движеніемъ внизу и центробѣжнымъ наверху. По этой теоріи не существуетъ вовсе вертикальнаго круговращенія между экваторомъ и полюсами. Эти воззрѣнія вносятъ, нѣкоторыми своими сторонами, цѣльность и стройность въ прежнюю теорію Ферреля. Центробѣжный вихрь верхнихъ слоевъ устанавливаетъ сродство и единство между частными и общими вихревыми движеніями атмосферы. Трудно только согласиться съ допущеніемъ полной самостоятельности вихрей тропическаго и внѣтропическаго, а также съ отсутствіемъ вертикальнаго обмѣна между экваторомъ и полюсами. Что же въ такомъ случаѣ даетъ импульсъ внѣтропической циркуляціи? Откуда берется запасъ ея энергіи? Какимъ образомъ объяснить то распредѣленіе давленія, которое наблюдается на земной поверхности? При допущеніи полной самостоятельности внѣтропическаго и тропическаго вихрей трудно объяснить разнесеніе пыли, выброшенной вулканомъ Кракатау въ августѣ 1883 года. Пыль эта, какъ мы видѣли выше, поднявшаяся до высоты 50 *км*, была подхвачена верхнимъ теченіемъ; первоначально она направилась къ *W*, *NW*, *N*, наконецъ, къ *NE* и окутала весь земной шаръ.

Измѣненіе скорости вѣтра съ высотою. Вблизи земной поверхности вѣтеръ испытываетъ сопротивленіе со стороны неровностей почвы, что влечетъ за собой ослабленіе его въ нижнихъ слояхъ. По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, скорость вѣтра увеличивается. Это возрастаніе скорости идетъ въ началѣ весьма быстро, вслѣдствіе быстраго уменьшенія тренія. Въ слѣдующей табличкѣ приведены скорости вѣтра въ метрахъ въ секунду, полученныя въ Парижѣ на высотѣ 21 *м* и на башнѣ Эйфеля (305 *м*):

высота	зима	весна	лѣто	осень	годъ
21 *м*. . . .	2.39	2.24	2.05	1.90	2.15
305 »	9.85	8.45	7.77	8.76	8.78
отношеніе . .	4.12	3.77	3.79	4.61	4.08

т. е. въ годовомъ среднемъ скорость вѣтра на высотѣ 305 *м* въ 4 раза больше, чѣмъ внизу. Въ отдѣльныхъ случаяхъ скорость вѣтра на высотѣ 305 *м* была въ 7 разъ больше, чѣмъ на высотѣ 21 *м*. Но выше 300 *м* дальнѣйшее увеличеніе скорости идетъ гораздо медленнѣе. Въ слѣдующей таблицѣ даны среднія скорости вѣтра на различныхъ высотахъ въ метрахъ въ секунду:

Бенъ-Невисъ (1343 *м*). .	8.4 *м*	Сэнтисъ (2500 *м*) . . .	7.7 *м*
Пюй-де-Домъ (1467 *м*) .	12.4 »	Зоннбликъ (3100 *м*) . .	7.5 »
Гора Вашингтонъ (1950 *м*)	15.0 »	Пайксъ-Пикъ (4308 *м*) .	9.1 »

Дальнѣйшія указанія даютъ наблюденія надъ движеніемъ перистыхъ облаковъ. Оказывается, что въ болѣе высокихъ слояхъ возможны скорости, достигающія 50—60 и болѣе метровъ въ секунду. Во время полета шара 1 февраля 1902 года на высотѣ 5700 *м* скорость была равна 75 *м* въ 1 секунду, а у поверхности земли—20 *м*.

Суточные и годовые періоды въ направленіи и скорости вѣтра. Въ скорости и направленіи вѣтра существуютъ суточные и годовые періоды. *Суточный* періодъ въ измѣненіяхъ скорости вѣтра выражается тѣмъ, что въ ночные часы сила вѣтра падаетъ до минимума. Послѣ восхода солнца вѣтеръ начинаетъ крѣпнуть и вскорѣ послѣ полудня, чаще всего въ 1 ч. дня, достигаетъ максимума, а затѣмъ опять ослабѣваетъ. Это суточное колебаніе больше лѣтомъ и въ ясные дни, меньше зимою и въ пасмурное время. Особенно рѣзко выдѣляется суточный періодъ въ очень сухихъ пустыняхъ и степяхъ центральной Азіи и Сахары. Среди океановъ суточный періодъ почти совсѣмъ незамѣтенъ. Средняя амплитуда колебаній суточнаго періода, т. е. разность между максимумомъ и минимумомъ можетъ достигать двухъ и даже трехъ метровъ. Суточный ходъ скорости вѣтра имѣетъ обратный характеръ на отдѣльныхъ горахъ. На горахъ максимумъ бываетъ ночью, а мини-

мумъ наступаетъ днемъ; замѣчательно, что уже на небольшой высотѣ происходитъ измѣненіе типа суточнаго періода скорости вѣтра. Изъ сопоставленія различныхъ наблюденій Ганъ приходитъ къ тому заключенію, что зимою уже на высотѣ 40 *м* надъ почвой суточный ходъ мѣняетъ свой характеръ на противоположный, лѣтомъ — выше и, по всей вѣроятности, на высотѣ 100 *м*. Полное объясненіе суточнаго хода скорости вѣтра дано Эспи и Кеппеномъ. Извѣстно, что скорость вѣтра увеличивается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Въ дневные часы, когда устанавливается восходящее теченіе и обмѣнъ воздуха между верхними и нижними слоями, нижніе слои, имѣющіе меньшую скорость движенія, замедляютъ движеніе верхнихъ. Обратно, болѣе высокія нисходящія струйки воздуха приходятъ внизъ съ своей усиленной скоростью и увеличиваютъ скорость нижнихъ. Очевидно, поэтому, что въ часы наиболѣе интенсивныхъ восходящихъ токовъ (т. е. въ дневные часы) скорость движенія воздуха внизу должна достигать максимума, а наверху — минимума. Если эта теорія вѣрна, то въ тѣ дни, когда восходящіе токи слабѣе (зимою, а также въ пасмурные дни) амплитуда суточныхъ колебаній скорости вѣтра должна быть минимальная. Суточныя колебанія должны быть ничтожны посреди океановъ. Кромѣ того, въ часы наиболѣе сильныхъ восходящихъ токовъ абсолютная влажность должна быть уменьшена, ибо во время обмѣна между верхними и нижними слоями нисходящія струйки должны приносить воздухъ сверху, содержащій меньше паровъ, такъ какъ абсолютная влажность воздуха съ высотою быстро убываетъ.

Относительно *годового* хода Гельманъ нашелъ, что въ болѣе высокихъ широтахъ максимумъ силы вѣтра на берегахъ падаетъ на зимніе мѣсяцы, а внутри материка на мартъ — іюль; минимумъ въ береговой полосѣ наблюдаютъ въ іюнѣ — іюлѣ, а внутри континента въ августѣ — сентябрѣ.

Не только сила, но и направленіе вѣтра претерпѣваетъ *суточный* ходъ. Болѣе рѣзкія суточныя измѣненія въ направленіи вѣтра мы уже разсмотрѣли. Это береговые, морскіе, горные и долинные вѣтры. Но и посреди континентовъ, вдали отъ береговъ и горъ, тоже существуютъ суточныя колебанія. Вѣтеръ, въ среднемъ, поворачивается вслѣдъ за солнцемъ. Такой же результатъ получается и на многихъ горныхъ станціяхъ. Теченія болѣе высокихъ слоевъ тоже имѣютъ стремленіе поворачиваться по солнцу. Шпрунгъ даетъ другіе, повидимому, законы: 1) въ сѣверномъ полушаріи, посреди равнины или на плоскогорьяхъ, вѣтеръ имѣетъ стремленіе поворачиваться до полудня по часовой стрѣлкѣ, а послѣ полудня — противъ часовой стрѣлки; 2) на вершинахъ горъ имѣетъ мѣсто обратное явленіе: до полудня — противъ часовой стрѣлки, послѣ полудня — по часовой стрѣлкѣ; 3) посреди океана исчезаетъ суточ-

ный періодъ въ направленіи вѣтра. Законы эти подтверждаются многочисленными наблюденіями, произведенными въ различныхъ пунктахъ. Обратимся къ наблюденіямъ, произведеннымъ на башнѣ Эйфеля. Пусть векторъ *OM* (рис. 110) представляетъ среднюю силу и среднее суточное направленіе вѣтра въ данномъ мѣстѣ. Проведемъ далѣе рядъ такихъ векторовъ, представляющихъ направленіе и силу вѣтра въ различные часы дня: 3 ч. пн., 6 ч. пн., 9 ч. пн. и т. д., и оконечности ихъ соединимъ непрерывной кривой линіей; получится векторная діаграмма. Возьмемъ линію *OA*, выражающую истинное направленіе вѣтра въ 2 ч. пн. Очевидно, что линію эту можно разсматривать, какъ равнодѣйствующую линій *OM* и *MA*; иначе говоря, мы можемъ сказать, что направленіе и сила вѣтра въ этотъ часъ произошли вслѣдствіе того, что къ средней силѣ вѣтра *OM* присоединилась пертурбація *MA*; слѣдовательно, линіи, идущія отъ точки *M* къ различнымъ точкамъ контура, можно разсматривать какъ пертурбаціи, которыя какая-то причина вноситъ въ средній ходъ вѣтра и заставляетъ его, въ теченіе сутокъ, измѣнять свое направленіе и величину. Изъ діаграммы этой видно, что эта пертурбаціонная сила въ теченіе сутокъ измѣняетъ свое направленіе по часовой стрѣлкѣ, а самый вѣтеръ въ ночные часы поворачивается по часовой стрѣлкѣ, а въ дневные часы — обратно.

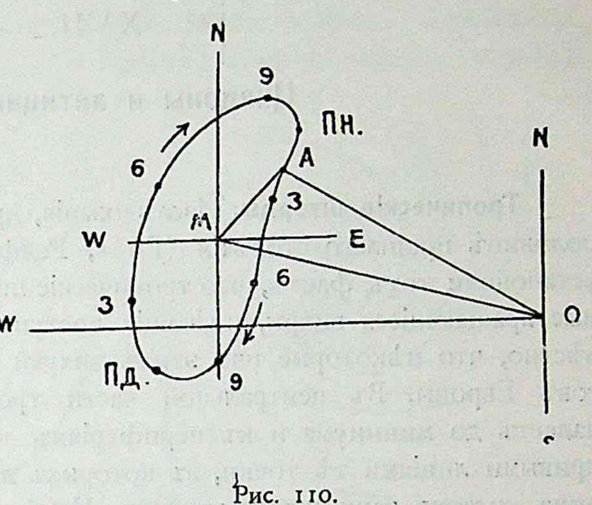


Рис. 110.

Шпрунгъ приводитъ въ связь суточныя измѣненія въ направленіи вѣтра съ суточнымъ обмѣномъ воздуха въ вертикальномъ направленіи. Скорость вѣтра съ высотою возрастаетъ. Отклоняющая сила вращенія земли пропорціональна скорости вѣтра. Слѣдовательно, частицы, лежащія выше, отклоняются вправо сильнѣе, чѣмъ нижнія. Во время усиленія вертикальнаго обмѣна верхнія частицы, приходящія сверху, вызываютъ болѣе сильное отклоненіе вправо нижнихъ частицъ; въ результатѣ получается видимое вращеніе вѣтра по часовой стрѣлкѣ.

Годовой періодъ въ измѣненіяхъ направленія вѣтра легко прослѣдить по картамъ мѣсячныхъ изобаръ, принимая во вниманіе законъ *Бейсъ-Балло*; на основаніи же закона Стевенсона можно найти числа, выражающія годовой періодъ скорости вѣтра.

XVII.

Циклоны и антициклоны.

Тропическіе штормы. Изслѣдованія, произведенныя еще въ первой половинѣ прошлаго столѣтія (Ридъ, Редфильдъ, Пиддингтонъ, Дове), установили тотъ фактъ, что тропическіе штормы представляютъ огромные вращающіеся вихри, имѣющіе поступательное движеніе. Было извѣстно, что нѣкоторые изъ этихъ вихрей достигаютъ западныхъ береговъ Европы. Въ центральной части тропическаго шторма давленіе падаетъ до минимума и къ періферіямъ возрастаетъ. Если соединимъ кривыми линіями тѣ точки, въ которыхъ давленія одинаковы, то получимъ систему замкнутыхъ изобаръ. Изобары имѣютъ по большей части форму эллипсовъ, и отношеніе большой ихъ оси къ малой, въ среднемъ, равно 1.4. Барометръ въ центрѣ вихря падаетъ до 720, 710 *мм* и ниже. Въ центрѣ тайфуна, наблюдавшагося 27 сентября 1880 г. въ Китайскомъ морѣ, барометръ упалъ до 687 *мм*. Градіенты въ тропическихъ штормахъ могутъ достигать 14—15 *мм*; наибольшую величину они имѣютъ вблизи центра и уменьшаются къ періферіямъ, какъ это видно на примѣрѣ циклона Кубы:

разстояніе отъ центра въ *км*.	0—110	110—220	220—335
градіентъ въ *мм*	14.9	6.5	1.5

О направленіи вѣтра внутри циклона можно судить по приложеннымъ рисункамъ, представляющимъ движеніе воздуха въ орканахъ, свирѣпствовавшихъ 25 августа 1873 года въ сѣверной части Атлантическаго океана (рис. 111) и 25 февраля 1860 года около Маврикія (рис. 112).

Скорость вѣтра въ тропическихъ штормахъ можетъ достигать 40—50 и болѣе метровъ въ 1 секунду. Въ Антильскомъ штормѣ 20 октября 1882 года анемометръ показалъ 54 *м*; та же скорость отмѣчена на островѣ Св. Маврикія 29 августа 1892 года. Нѣкоторыя перемѣщенія предметовъ указываютъ на существованіе сильныхъ восходящихъ токовъ. Сила вѣтра увеличивается вообще по мѣрѣ приближенія къ центру циклона. Но въ центральной части циклона существуетъ область затишья. Если на данное мѣсто надвигается область за-

тишья (глазъ циклона), то вѣтеръ вдругъ прекращается; иногда появляется голубое небо. Послѣ нѣкотораго промежутка покоя вновь возобновляется вѣтеръ, но съ противоположной стороны. Въ области тропическаго шторма происходятъ сильнѣйшіе процессы сгущенія паровъ: Вся область затянута облаками. Менѣе плотныя и болѣе высокія облака расположены на периферическихъ частяхъ; по мѣрѣ приближенія къ центру циклона облака понижаются и все болѣе и болѣе уплотняются. Грозовые разряды преобладаютъ по преимуществу во внѣшнемъ поясѣ.

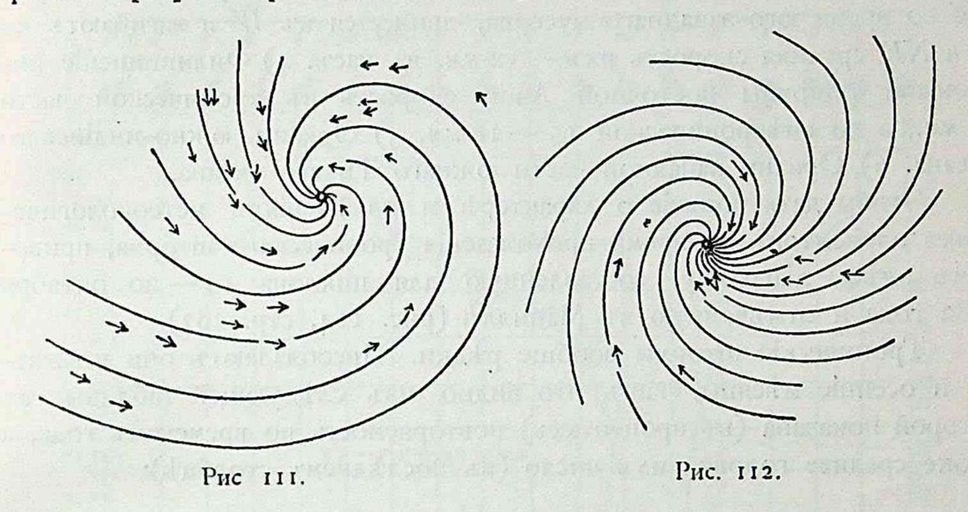


Рис 111. Рис. 112.

Наблюденія надъ движеніемъ облаковъ показали, что на земной поверхности и на уровнѣ нижнихъ облаковъ теченія направлены къ центру по спиралевиднымъ путямъ. Въ среднемъ ярусѣ движеніе идетъ тангенціально къ изобарамъ. На большихъ высотахъ движеніе направлено радіально отъ центра; массы воздуха растекаются, такъ что точка радіаціи перистыхъ облаковъ указываетъ положеніе центра.

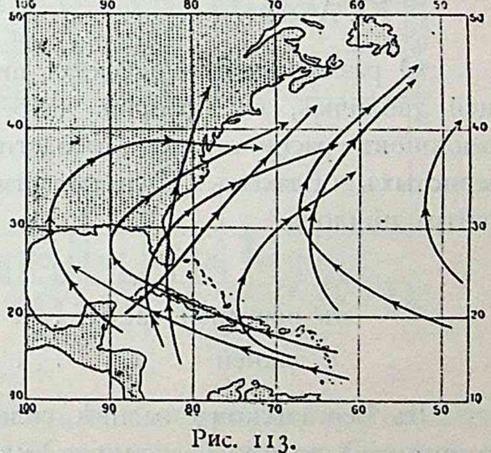


Рис. 113.

Тропическіе циклоны зарождаются обыкновенно между $6^0 - 10^0$ с. и ю. ш. Внутри тропиковъ пути ихъ въ общемъ направлены отъ востока къ западу съ составляющей къ полюсамъ. Внѣ тропиковъ они движутся въ обратномъ направленіи, т. е. отъ запада къ востоку съ составляющей къ полюсамъ. Въ первомъ грубомъ приближеніи пути поступательнаго движенія циклоновъ представляютъ какъ бы параболы, вершины которыхъ обращены къ западу (рис. 113). Поворотъ путей находится приблизительно между $25^0 - 30^0$ ш.

Скорость на первой половинѣ пути меньше, на второй больше. Въ ураганахъ Вестъ-Индіи діаметръ по мѣрѣ движенія къ западу увеличивается.

Различаютъ слѣдующія системы тропическихъ штормовъ: 1) Вестъиндскіе ураганы, среднее направленіе которыхъ на первой части пути *W* 24° *N*, а скорость 19 *км.* въ часъ; вторая часть пути имѣетъ направленіе *N* 38° *E*, а скорость 43 *км*; поворотъ пути происходитъ подъ $29^1/_2$° с. ш. 2) Циклоны Бенгальскаго залива движутся къ *NW*; средняя скорость $9^1/_2$ *км.* въ часъ. 3) Циклоны Аравійскаго моря, господствующіе во время юго-западнаго муссона, движутся къ *W* и загибаютъ къ *N и NE*; средняя скорость ихъ — 12 *км.* въ часъ. 4) Филиппинскіе циклоны и тайфуны восточной Азіи; скорость въ тропической части 13 *км.*, а во внѣтропической 15 — 16 *км.* 5) Орканы южно-индійскаго океана. 6) Орканы западной части южнаго Тихаго океана.

Чтобы дать понятіе о характерѣ и измѣненіяхъ метеорологическихъ элементовъ во время прохожденія тропическаго шторма, приводимъ здѣсь діаграмму, составленную для циклона 19 — 20 октября 1882 года и отмѣченную въ Маниллѣ (рис. 114, стр. 283).

Тропическіе штормы вообще рѣдки. Преобладаютъ они въ лѣтніе и осенніе мѣсяцы, какъ это видно изъ слѣдующей таблицы, въ которой показана (въ процентахъ) повторяемость по временамъ года, а также среднее годовое ихъ число (въ послѣднемъ столбцѣ):

	зима	весна	лѣто	осень	всего въ годъ
Вестъ-Индія . . .	5	6	42	47	2.5
Тайфуны	2	6	47	45	19.0
Бенгальскій зал. .	10	28	15	47	2.0
Ю. Индійскій ок. .	1	9	51	39	9.9
Ю. Атлант. ок. .	0	5	60	35	—

О размѣрахъ тропическихъ циклоновъ можно судить по слѣдующей табличкѣ, въ которой дано въ километрахъ для Антильскихъ циклоновъ распространеніе области дождевыхъ облаковъ (*A*), области перистыхъ облаковъ (*B*) и области низкаго давленія (*C*), считая отъ центра циклона:

	A	*B*	*C*
въ передней части . .	420	660	1070
» задней » . .	480	760	1160

Въ Бенгальскомъ заливѣ сильные вѣтры простираются отъ 150 (минимумъ) до 900 (максимумъ) *км*; въ среднемъ — 250 *км* отъ центра циклона.

Въ центрѣ тропическихъ циклоновъ происходитъ весьма сильное паденіе барометра. Въ виду этого, при прохожденіи тропическаго ура-

гана, барометръ можетъ падать неимовѣрно быстро. Такъ, при прохожденіи циклона у Каролинскихъ острововъ, 29 марта 1907 года, наблюдали слѣдующій ходъ давленія:

1 ч. пн. . .	750.3 *мм*	при	*NNE*	— 8 балл.	по	Бофорту	
7 ч. » . .	725.9 »	»	*NE*	—	»	»	»
10 ч. » . .	691.9 »	»	*NE*	12	»	»	»
4 ч. пд. . .	739.1 »	»	*W*	12	»	»	»

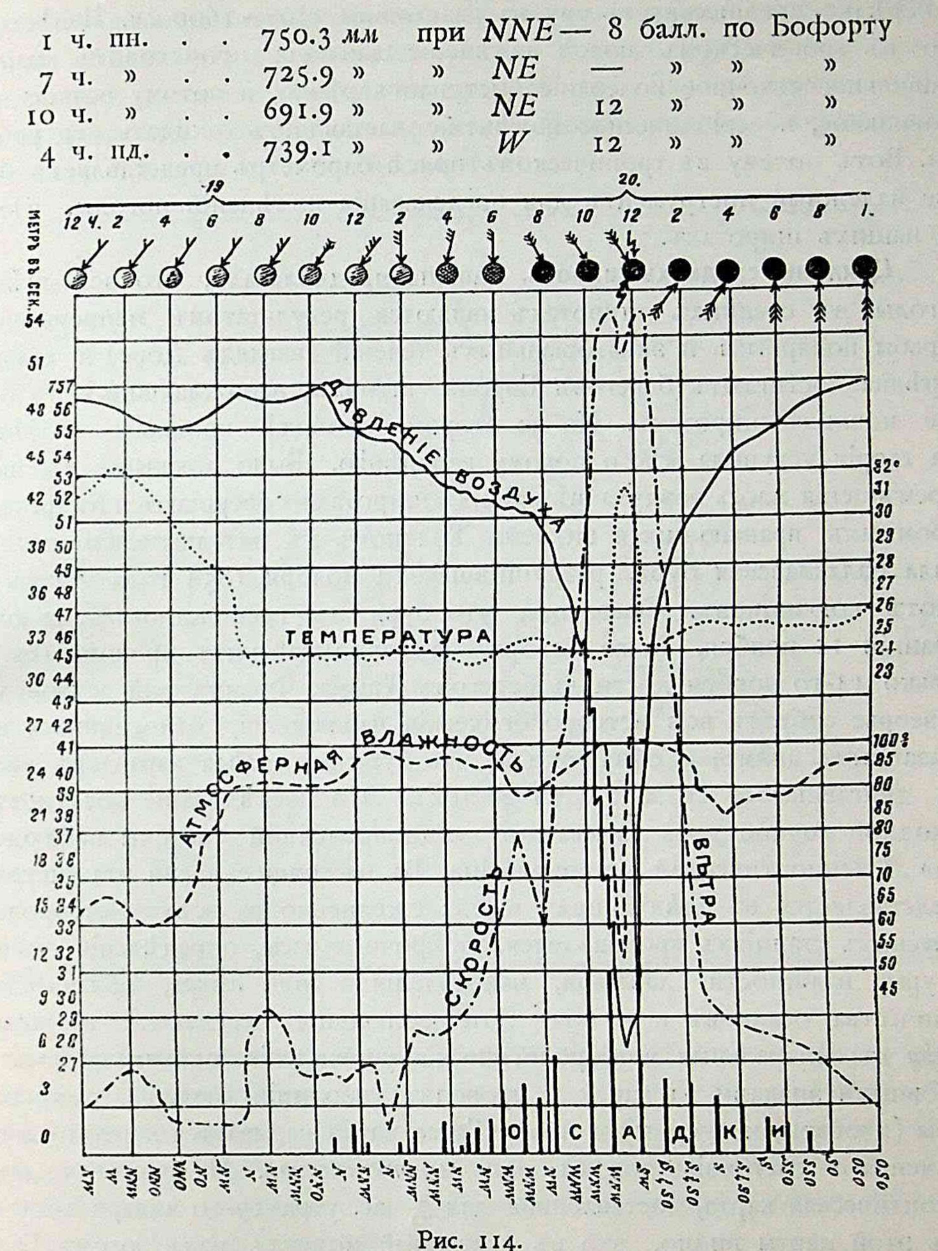


Рис. 114.

Опытный глазъ предвидитъ наступленіе шторма по особой окраскѣ неба при восходѣ и заходѣ солнца; сумерки продолжительны и принимаютъ необыкновенное мѣднокрасное освѣщеніе; небосклонъ затянутъ тонкими перистыми облаками, которыя даютъ большіе круги (halos) около солнца и луны; эта пелена облаковъ постепенно уплот-

няется; чувствуется тягостное, гнетущее состояніе; на горизонтѣ является темное облачное нагроможденіе въ родѣ отдаленнаго берега; часто наблюдается колебаніе моря, которое наступаетъ въ передней части циклона и нерѣдко предшествуетъ ему на разстояніи 350—1600 *км.* Извѣстно, что въ тропическомъ поясѣ измѣненіе давленія происходитъ крайне правильно; суточное колебаніе выступаетъ рѣзко, а потому всякое неправильное, неперіодическое измѣненіе заставляетъ ожидать пертурбаціи. Вотъ почему въ тропическомъ поясѣ барометръ представляетъ болѣе надежный инструментъ для предсказанія измѣненій погоды, чѣмъ въ нашихъ широтахъ.

Циклоны среднихъ широтъ. Раньше предполагали, что всѣ смѣны погоды въ среднихъ широтахъ являются результатомъ непрерывной борьбы полярныхъ и экваторіальныхъ теченій (взглядъ Дове) и только изрѣдка достигаютъ береговъ Европы штормы, зарождающіеся въ болѣе низкихъ широтахъ. Но во второй половинѣ прошлаго столѣтія эта теорія уступила мѣсто новому воззрѣнію. Было доказано, что всѣ перемѣщенія массъ воздуха въ нашихъ широтахъ совершаются въ формѣ огромныхъ вращающихся вихрей. Толчкомъ къ ихъ изученію послужила Балаклавская буря, разрушившая 14 ноября 1854 года лагерь и флотъ союзниковъ. Оказалось, что буря эта господствовала на югѣ Франціи 11 ноября, 13-го ноября—въ придунайскихъ провинціяхъ и только 14-го ноября достигла береговъ Крыма. Французскій астрономъ Леверрье собралъ всѣ метеорологическія наблюденія, относившіяся къ указаннымъ днямъ, и обнаружилъ, что буря эта имѣла характеръ вихря, двигавшагося съ запада на востокъ. Это изслѣдованіе послужило исходной точкой такъ называемой «одновременной системы наблюденій» и «синоптической метеорологіи». Въ настоящее время эта система представляется въ слѣдующемъ видѣ: ежедневно на всѣхъ метеорологическихъ станціяхъ производятся, въ срочные часы, опредѣленія температуры, влажности, давленія, направленія и силы вѣтра, облачности, количества осадковъ и т. под. Эти наблюденія передаются *по телеграфу* въ центральныя метеорологическія учрежденія, гдѣ ихъ наносятъ условными знаками на карту и проводятъ изолиніи давленія, температуры (изобары, изотермы) и проч. Такая карта называется картой одновременнаго состоянія погоды или *синоптической*. На рис. 115 дана синоптическая карта, составленная для 7 час. утра 19-го января 1906 г. Изъ этой карты видно, что въ указанный моментъ надъ югомъ Балтійскаго моря существовала область низкаго давленія, въ центрѣ которой давленіе упало до 735 *мм.* Отъ центральной части этой области давленіе постепенно повышалось во всѣ стороны и надъ Кавказомъ достигало 770 *мм.* Изъ направленія стрѣлокъ видно, что воздушныя теченія расположились такъ, какъ будто въ этой области слабаго да-

вленія существовалъ вихрь, вращавшійся обратно движенію часовой стрѣлки. Штриховка стрѣлокъ обозначаетъ силу вѣтра по 10-балльной шкалѣ. Такая область носитъ названіе *циклона*, *барометрическаго минимума* или *области слабаго давленія*. Пересматривая синоптическія карты, можно убѣдиться, что сѣвернѣе 35° с. ш. постоянно образуются и движутся такіе циклоны. Иногда на пространствѣ Европы можно видѣть два и даже три циклона одновременно. Короче говоря, вихревая дѣятельность присуща нашей атмосферѣ.

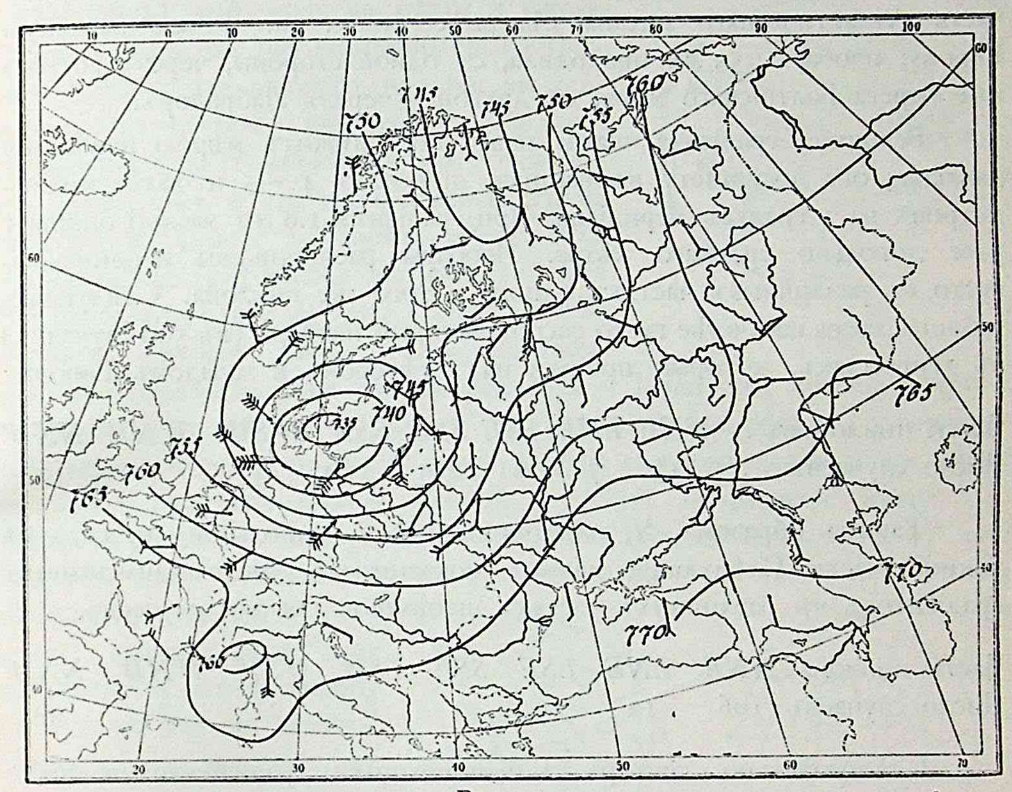


Рис. 115.

Морфологическія особенности циклоновъ. Циклоны, или, вѣрнѣе говоря, контуры изобаръ, ихъ огибающіе, въ рѣдкихъ случаяхъ имѣютъ круговую форму. Вблизи центра изобары представляютъ овалы, большая ось которыхъ почти вдвое больше малой. Большая ось изобаръ можетъ принимать всевозможныя направленія; однако, сѣверо-восточное является преобладающимъ.

Въ центрѣ области слабаго давленія барометръ падаетъ до 730, 720 *мм* и ниже. Въ штормѣ, который господствовалъ на Атлантическомъ океанѣ 5 февраля 1870 г., барометръ показывалъ 694.17 *мм*. Рену приводитъ фактъ, что въ Рейкіавикѣ 4 февраля 1824 г. барометръ упалъ до 692 *мм*. Болѣе сильные минимумы образуются чаще

въ зимнюю половину года, начиная съ октября; вмѣстѣ съ тѣмъ случаи наиболѣе низкаго стоянія барометра, безъ исключенія, падаютъ на ноябрь — мартъ.

Размѣры областей слабаго давленія весьма различны. Если предѣломъ циклона считать изобару 755 *мм*, то размѣры областей слабаго давленія доходятъ до 2000 *км* въ діаметрѣ; 12 — 14 января 1875 года циклонъ касался одновременно береговъ Европы и Америки; діаметръ его равнялся 2950 *км*; 3 апрѣля 1874 г. минимумъ покрывалъ сѣверную часть Атлантическаго океана сѣвернѣе 50° с. ш. и всю западную Европу; изобара 755 *мм* проходила, съ одной стороны, черезъ восточные берега Балтійскаго моря, съ другой — черезъ Лабрадоръ.

Величина градіента, какъ извѣстно, служитъ мѣрою измѣненія давленія; она достигаетъ въ нашихъ широтахъ 4 — 5 и болѣе миллиметровъ на 1 градусъ меридіана. При градіентѣ 1.8 *мм* можно ожидать уже довольно сильнаго вѣтра. Изобары расположены неодинаково густо въ различныхъ частяхъ одного и того же циклона. Слѣдующая таблица даетъ наиболѣе густо расположенныя изобары (въ 500 случаяхъ) въ депрессіяхъ, которыя прошли надъ сѣверомъ и западомъ Европы:

Части циклоновъ .	*NNE*	*ENE*	*ESE*	*SSE*	*SSW*	*WSW*	*WNW*	*NNW*
Число случаевъ. .	13	7	21	221	160	42	25	11

Такимъ образомъ, 4/5 циклоновъ имѣли наибольшій градіентъ въ южной части. Слѣдующія данныя показываютъ число наименьшихъ градіентовъ въ различныхъ частяхъ штормовъ для 250 случаевъ.

Части циклона	*NNE*	*ENE*	*ESE*	*SSE*	*SSW*	*WSW*	*WNW*	*NNW*
Число случаевъ	106	12	13	3	8	2	7	99

Слѣдовательно, секторъ съ наименьшими градіентами не прямо противоположенъ сектору съ наиболѣе густыми изобарами; изобары наиболѣе сжаты въ *SSE* части и наиболѣе раздвинуты на *NNE*-ой сторонѣ. Изъ изслѣдованій проф. Срезневскаго и его учениковъ видно, что, при оріентировкѣ циклоновъ по направленію движенія, наибольшіе градіенты и скорости вѣтра наблюдаются въ задней части ихъ, наименьшіе — въ передней; при оріентировкѣ же циклоновъ по странамъ свѣта наибольшіе градіенты и скорости вѣтра падаютъ на юго-западную часть, наименьшіе находятся въ сѣверо-восточномъ и сѣверномъ октантахъ. Собирая все, такъ сказать, морфологическія данныя относительно циклоновъ, приходимъ къ тому заключенію, что атмосферные вихри имѣютъ форму какъ бы удлиненныхъ, чаще всего въ сѣверо-восточномъ направленіи, барометрическихъ воронокъ, несимметричныхъ относительно оси: болѣе крутой склонъ онѣ имѣютъ на *SSE* и болѣе отлогій на *NNE*.

Движеніе воздуха внутри циклона. Въ области, занятой циклономъ, происходитъ движеніе массъ воздуха по направленію, противоположному движенію часовой стрѣлки. Существеннымъ пунктомъ, подлежащимъ эмпирической разработкѣ, является вопросъ объ опредѣленіи угла, заключеннаго между направленіемъ вѣтра и градіентомъ. Ганнъ даетъ слѣдующую графическую схему для направленія вѣтра въ различныхъ частяхъ циклона на рис. 116. Лей опредѣлилъ, на основаніи ряда синоптическихъ картъ, уголъ, составленный направленіемъ вѣтра и направленіемъ градіента для внутренняго и внѣшняго пояса и для каждаго изъ восьми секторовъ, на которые онъ дѣлитъ циклонъ. Вычисленія эти сдѣланы какъ для поверхности земли, такъ и для уровня, лежащаго на высотѣ перистыхъ облаковъ. Результаты представлены графически на рис. 117 для поверхности земли и на рис. 118 для болѣе высокихъ ярусовъ. Выводы Лея, подтвержденные изслѣдованіями Гильдебрандсона и Кляйтона, можно формулировать слѣдующимъ образомъ: въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія вѣтеръ образуетъ около центра циклоническій вихрь, вращающійся противоположно часовой стрѣлкѣ; направленіе вѣтра составляетъ съ градіентомъ уголъ въ 68° во внутренней зонѣ и въ 65° во внѣшней зонѣ циклона, т. е. по отношенію къ центру циклона существуетъ двоякое движеніе: вращательное около центра и центростремительное къ центру; центростремительное движеніе, въ среднемъ, болѣе выражено въ передней части циклона, чѣмъ въ задней. На высотѣ низшихъ облаковъ массы воздуха движутся почти по изобарамъ, т. е. не существуетъ приблизительно ни центробѣжнаго, ни центростремительнаго движенія. Еще выше, на уровнѣ перистыхъ облаковъ, движеніе переходитъ въ центробѣжное; особенно рѣзко выражено центробѣжное движеніе въ передней части минимума. Слѣдовательно, воздухъ, внизу притекающій къ центру, въ верхнихъ частяхъ циклона удаляется отъ центра на уровнѣ перистыхъ облаковъ. По изслѣдованіямъ юрьевской метеорологической обсерваторіи, наибольшіе углы отклоненія вѣтра лежатъ въ задней части циклоновъ (при оріентировкѣ по направленію движенія);

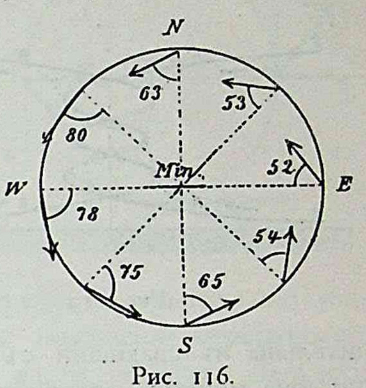


Рис. 116.

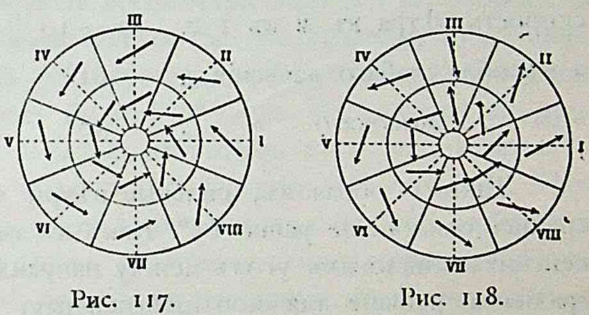


Рис. 117. Рис. 118.

макс. въ 6 октантѣ; наименьшіе въ передней части; при оріентировкѣ же по странамъ свѣта величины угловъ отклоненія достигаютъ максимума въ SW и W-омъ и минимума въ N-омъ октантѣ. У береговыхъ циклоновъ уголъ отклоненія больше, чѣмъ у циклоновъ суши. Уголъ отклоненія больше у лѣтнихъ, чѣмъ у зимнихъ. Но, если у земной поверхности воздухъ постоянно притекаетъ къ центру, то можно ожидать накопленія его въ центральной части. Но такого накопленія не замѣчается. Воздухъ, приближаясь къ центру минимума, постоянно восходитъ. Частицы воздуха двигаются какъ бы по винтовой линіи какъ это показано на рис. 119. Не нужно забывать, что восходящая составляющая силы вѣтра очень невелика, такъ какъ вертикальные размѣры циклона незначительны въ сравненіи съ горизонтальными. Горизонтальный діаметръ циклона можетъ достигать 2000—2500 *км*, а высота его не превышаетъ 12—15 *км*.

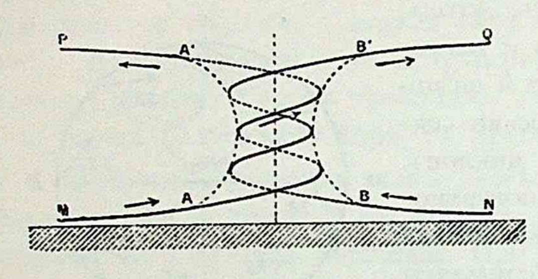


Рис. 119.

Уголъ отклоненія зависитъ не только отъ направленія, но и отъ силы вѣтра. Изъ вычисленій Шпиндлера для Либавы видно, что уголъ α, заключенный между нормалью къ изобарѣ и направленіемъ вѣтра, увеличивается со скоростью вѣтра:

скорость вѣтра въ *м* въ 1 с.	2—10	11—17	18—20	среднее
α въ обл. слабаго давленія .	61°	64°	70°	65°
» » » высокаго » .	58°	50°	60°	61°

Такимъ образомъ, сильные вѣтры лежатъ ближе къ изобарѣ, а среднее отклоненіе равно 65°. Какъ въ американскихъ, такъ и въ европейскихъ циклонахъ уголъ между направленіемъ вѣтра и направленіемъ градіента меньше для континентальныхъ вѣтровъ и больше для морскихъ, что объясняется неодинаковымъ треніемъ воздушныхъ массъ на поверхности континента и на поверхности океана.

Въ связи съ вопросомъ о направленіи вѣтра въ различныхъ частяхъ циклона находится вопросъ о природѣ барометрическихъ минимумовъ: слѣдуетъ ли разсматривать циклонъ, какъ одно цѣлое, какъ подобіе твердаго тѣла, вращающагося около оси и имѣющаго поступательное движеніе, или барометрическій минимумъ есть только форма поступательнаго движенія, которая передается отъ одного слоя къ другому. Допустивъ, что циклонъ есть вращающаяся масса, имѣющая поступа-

тельное движеніе, разсмотримъ, какія должны существовать скорости въ точкахъ *A*, *B*, *C* и *D*. (рис. 120). Въ точкѣ A дѣйствительная скорость получится, если мы, по закону параллелограмма, сложимъ скорость поступательнаго движенія *AT*, со скоростью движенія вращательнаго *AR*. Дѣйствительная скорость выразится по величинѣ и направленію прямой *AV*. На томъ же основаніи дѣйствительныя скорости въ точкахъ *B*, *C* и *D* будутъ *BV'*, *CV"* и *DV* т. е. при сдѣланномъ допущеніи, въ передней части циклона воздухъ долженъ вытекать изъ области циклона, а въ задней — втекать, что находится въ полномъ противорѣчіи съ наблюдаемыми фактами. Слѣдовательно, нельзя уподобить циклонъ массѣ воздуха, вращающейся и движущейся поступательно *en bloc*. Поступательное движеніе циклона есть только распространеніе измѣненій поверхностей одинаковаго давленія, а не переносъ всей массы воздуха. Депрессія стремится выполниться, вслѣдствіе притока воздуха къ центру. Если притокъ воздуха компенсируется расходомъ его при помощи восходящаго тока и оттока его въ верхнихъ частяхъ, то депрессія не измѣняется; если притокъ воздуха меньше его расхода, то циклонъ углубляется, усиливается; если притокъ воздуха отъ периферіи больше его расхода на восходящій токъ и центробѣжное движеніе, то депрессія выполняется, ослабѣваетъ. Если депрессія несимметрична, какъ это и бываетъ въ дѣйствительности, то она выполняется съ той стороны, куда притекаетъ больше воздуха, чѣмъ расходуется; она углубляется, напротивъ того, въ той части, гдѣ расходъ больше прихода. Въ циклонѣ не вращаются однѣ и тѣ же массы воздуха; напротивъ того, массы воздуха постоянно возобновляются и входятъ поочередно въ движеніе. Изъ этого ясно, что въ различныхъ частяхъ циклона должны господствовать различныя метеорологическія условія, различныя температуры, различныя влажности и т. д., смотря по тому, откуда приносятся притекающія массы воздуха, — отъ сѣвера, юга, съ континента или со стороны теплаго моря. И этотъ апріорный выводъ вполнѣ согласуется, какъ увидимъ далѣе, съ наблюденными фактами. Въ области, напримѣръ, зимняго циклона температура въ передней части циклона можетъ быть на 10 и болѣе градусовъ выше, чѣмъ въ задней.

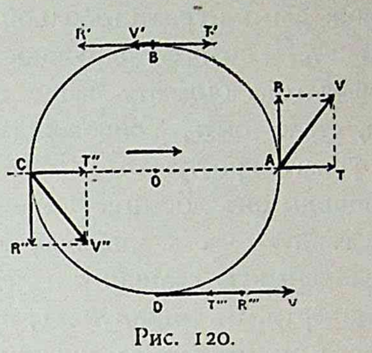


Рис. 120.

Весьма важна зависимость между величиной градіента и соотвѣтственной скоростью вѣтра. Наблюденія показали, что въ этомъ отношеніи существуетъ громадное разнообразіе въ зависимости отъ квадранта циклона, направленія вѣтра и времени года. Такъ какъ въ различныхъ частяхъ циклона градіенты неодинаковы, и такъ какъ даже одинаковому

градіенту не всегда соотвѣтствуетъ одна и та же сила вѣтра, то неудивительно, что буря бываетъ обыкновенно не во всѣхъ частяхъ циклона, какъ это показали изслѣдованія Шпиндлера. Изъ картъ петербургской обсерваторіи видно, что изъ 188 циклоновъ: 58% сопровождались бурями въ одной четверти; 31% — въ двухъ; 9% — въ трехъ и 2% — по всей окружности. Въ циклонахъ Европы бури во всѣ времена года бываютъ чаще всего въ южной и юго-западныхъ частяхъ, а, стало быть, сопровождаются сильными западными вѣтрами. Уголъ бурнаго пространства равенъ, среднимъ числомъ, 63°; наибольшей величины онъ достигаетъ зимою, и буря тогда захватываетъ даже сѣверо-западную часть циклона; лѣтомъ уголъ бурнаго пространства имѣетъ наименьшую величину и лежитъ по преимуществу въ юго-восточной четверти. Въ минимумахъ, приходящихъ съ океана, уголъ этотъ больше, чѣмъ въ циклонахъ континентальныхъ. Сильные вѣтры наступаютъ не вблизи центра циклона, а, въ среднемъ, на разстояніи 400 *км*; въ январѣ это разстояніе достигаетъ 900 и даже 1500 *км*. По всей вѣроятности, въ центральной части циклона существуетъ затишье или, по крайней мѣрѣ, значительное ослабленіе вѣтра. Въ сильномъ циклонѣ 14—15 октября 1881 г. на картѣ ясно видно существованіе центральной области менѣе сильныхъ вѣтровъ, размѣры которой уменьшались по мѣрѣ возрастанія силы шторма; то же можно видѣть въ штормахъ 27—30 октября 1880 г., 29 декабря 1889 года и др.

Въ заключеніе скажемъ нѣсколько словъ объ абсолютной силѣ вѣтра въ циклонахъ среднихъ широтъ. Сила вѣтра въ отдѣльныхъ случаяхъ достигаетъ 15, 20 и даже 30 *м* въ секунду. Но въ Европѣ возможна еще большая сила вѣтра; такъ, въ Англіи наблюдали 20 февраля 1877 года — 36.7 *м* въ 1 сек. (удары достигали 89 *м* въ 1 сек.); 16 ноября 1877 г. — 37.1 *м* (отдѣльные удары до 80 *м*). Во время шторма 28 декабря 1879 г. въ Глазго отсчитано 54 *м* въ секунду. Эти числа превосходятъ норму, принятую для опредѣленія шторма (на сушѣ 17 *м* въ секунду, а на морѣ 25 *м* въ секунду).

Поступательное движеніе циклоновъ. Если мы отъ синоптической карты 19-го января перейдемъ къ картѣ слѣдующаго дня (рис. 121), то замѣтимъ, что весь вихрь, съ 19-го по 20-ое, перемѣстился къ востоко-сѣверо-востоку. Слѣдовательно, циклоны имѣютъ поступательное движеніе. Для *средней* годовой скорости найдены слѣдующія числа (въ километрахъ въ часъ):

Японія. . . .	37.8	С. Атлант. ок. .	29.0
Евр. Россія . .	33.9	С. Америка . .	41.8

Дѣйствительныя же скорости колеблются въ огромныхъ предѣлахъ. Бывали штормы, которые пробѣгали до 2000 *км* и болѣе въ сутки; скорость другихъ не превышала 150—200 *км* въ 24 часа; наконецъ,

можно констатировать случаи, когда циклонъ оставался стаціонарнымъ сутки и болѣе. Бо́льшую скорость имѣютъ, повидимому, циклоны полные, а также сопровождающіеся бурей, хотя бы въ одномъ изъ секторовъ. Въ настоящее время намъ неизвѣстенъ критерій, по которому можно было бы судить о скорости движенія образовавшагося шторма. Паденіе барометра въ центрѣ, законъ измѣненія давленія при движеніи шторма, а также сила вѣтра не могутъ дать точныхъ указаній относительно вѣроятной скорости циклона. Среднія числа не имѣютъ въ данномъ случаѣ важнаго практическаго значенія, такъ какъ скорости

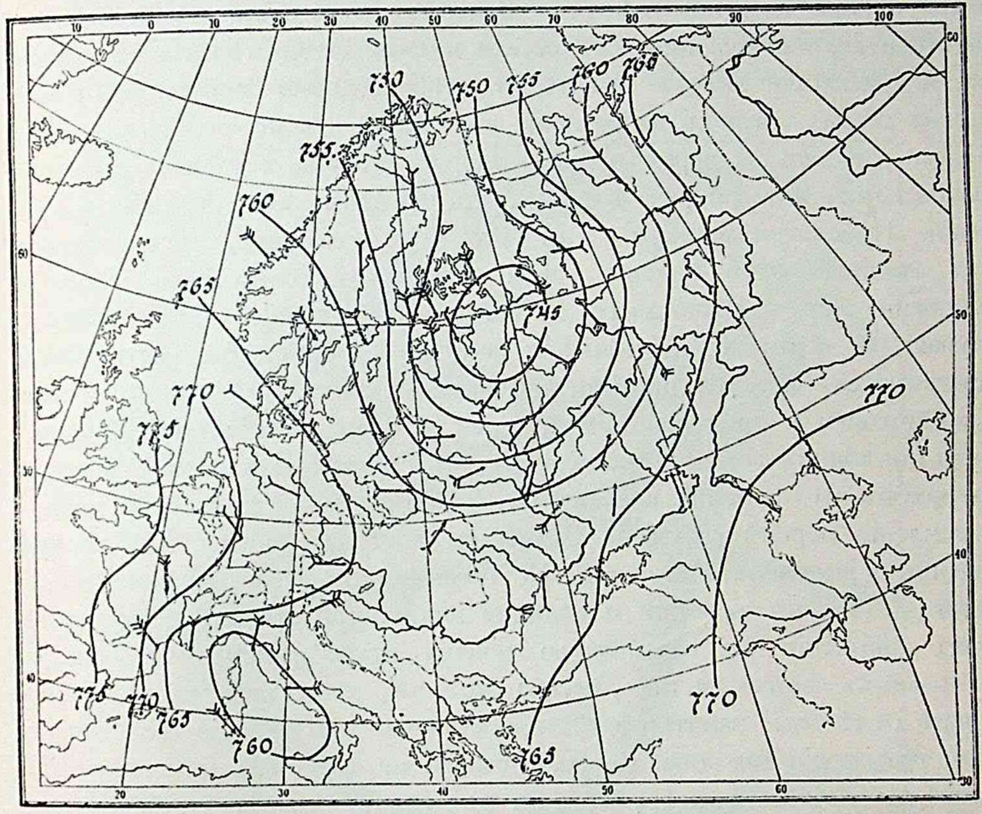


Рис. 121.

въ отдѣльныхъ случаяхъ, какъ мы видѣли, колеблются въ широкихъ предѣлахъ.

Еще запутаннѣе вопросы, касающіеся *направленія* поступательнаго движенія минимумовъ. Монъ въ своемъ извѣстномъ атласѣ штормовъ приходитъ къ тому заключенію, что циклоны перемѣщаются вообще къ востоку. Среднее направленіе поступательнаго движенія циклоновъ на востокѣ С. Америки, по Люмису, составляетъ $N\,81^{0}E$; оно колеблется между $N\ 79^{0}E$ (зимою) и $N\ 90^{0}E$ (лѣтомъ); американскія бури отклоняются лѣтомъ больше къ югу, а зимою — къ сѣверу. Повидимому, наиболѣе частое направленіе бурь Европы лежитъ между *NNE* и *SSE*.

Пути эти отклоняются лѣтомъ больше къ *N*, а зимою къ *S*, т. е. обратно тому, что мы видимъ въ Америкѣ. Въ Россіи найдены слѣдующія направленія: зимою — *N* 80°*E*, весною — *N* 66°*E*, лѣтомъ — *N* 59°*E*, осенью — *N* 69°*E*, годъ — *N* 68.5°*E*. Но достаточно взглянуть на карты путей отдѣльныхъ циклоновъ, чтобы убѣдиться, что никогда еще средніе результаты не давали болѣе неточнаго представленія о ходѣ явленія, какъ въ вопросѣ о путяхъ циклоновъ. Изъ картъ путей циклоновъ можно видѣть, что, въ общемъ, дѣйствительно сохраняется стремленіе циклоновъ двигаться отъ запада къ востоку; но отдѣльные пути крайне сложны; всѣ они изогнуты; отдѣльныя вѣтви имѣютъ направленія, измѣняющіяся въ весьма широкихъ предѣлахъ; отдѣльныя части траекторій могутъ лежать во всевозможныхъ азимутахъ и, хотя весьма рѣдко, имѣютъ направленіе къ западу и даже юго-западу. Если будемъ слѣдить за перемѣщеніемъ центра шторма, составляя синоптическія карты два-три раза въ день, то замѣтимъ еще большія осложненія. Просматривая карты Гамбургской обсерваторіи, легко видѣть, что сложные пути гораздо чаще, чѣмъ это можно было думать на основаніи картъ Шпиндлера и Майделя. Въ теченіе 5 лѣтъ было 34 случая, въ которыхъ пути имѣли полную петлеобразную часть. Петли встрѣчаются надъ различными частями материка, но чаще всего надъ Скандинавіей и прилежащими къ ней морями. Въ сѣверной Америкѣ пути циклоновъ гораздо проще, чѣмъ въ Европѣ. Изъ обозрѣнія путей штормовъ мы выносимъ впечатлѣніе, будто вся масса атмосферы имѣетъ стремленіе перемѣщаться съ запада на востокъ, унося съ собою вращающіеся вихри, или циклоны. Но подобно тому, какъ на поверхности воды отдѣльныя воронки и водяные вихри, при общемъ поступательномъ движеніи по направленію теченія рѣки, описываютъ пути, въ отдѣльныхъ своихъ частяхъ, весьма сложные, точно такъ же и въ атмосферѣ отдѣльные завитки и петли составляютъ небольшія только части всей траекторіи циклона. Вихрь, описавъ петлю, узелъ или волнистую линію, въ концѣ концовъ, какъ бы освободившись отъ условій, заставившихъ его уклониться отъ первоначальнаго пути, продолжаетъ свое движеніе къ востоку, гдѣ исчезаетъ или выходитъ изъ сферы нашихъ наблюденій. Минимумы направляются по извѣстнымъ путямъ, и въ этихъ путяхъ можно усмотрѣть извѣстное географическое распредѣленіе. На слѣдующей картѣ намѣчены по Бебберу, главнѣйшія, такъ сказать, большія дороги, по которымъ направляются циклоны Европы (рис. 122). Изъ карты этой видно, что въ Европѣ существуютъ какъ бы двѣ главныя дороги, по которымъ движутся минимумы: сѣверная и южная. Каждая изъ нихъ, особенно сѣверная, испытываетъ извѣстныя перемѣщенія то къ сѣверу, то къ югу. Въ зимніе мѣсяцы циклоны, главнымъ образомъ, направляются по путямъ I и II; другую, второстепенную, до-

рогу они избираютъ по пути III и V_b. Къ веснѣ пути принимаютъ болѣе южное направленіе (III, IV_b, V_a, V_b и V_c); лѣтомъ, кромѣ I, особенно сильное движеніе происходитъ по путямъ IV_a и V_b; къ зимѣ большая дорога циклоновъ вновь отодвигается къ сѣверу. Въ слѣдующей таблицѣ показана въ процентахъ повторяемость циклоновъ на каждомъ изъ шести главныхъ путей:

	I	II	III	IV_b	V_a	V_b
Зимняя половина года . .	31	18	16	12	10	13
Лѣтняя » » . .	39	11	5	22	5	18.

Вопросъ о поступательномъ движеніи штормовъ имѣетъ весьма важное значеніе для практической метеорологіи, а потому были сдѣланы разнообразныя попытки для опредѣленія пути циклона въ ближайшемъ

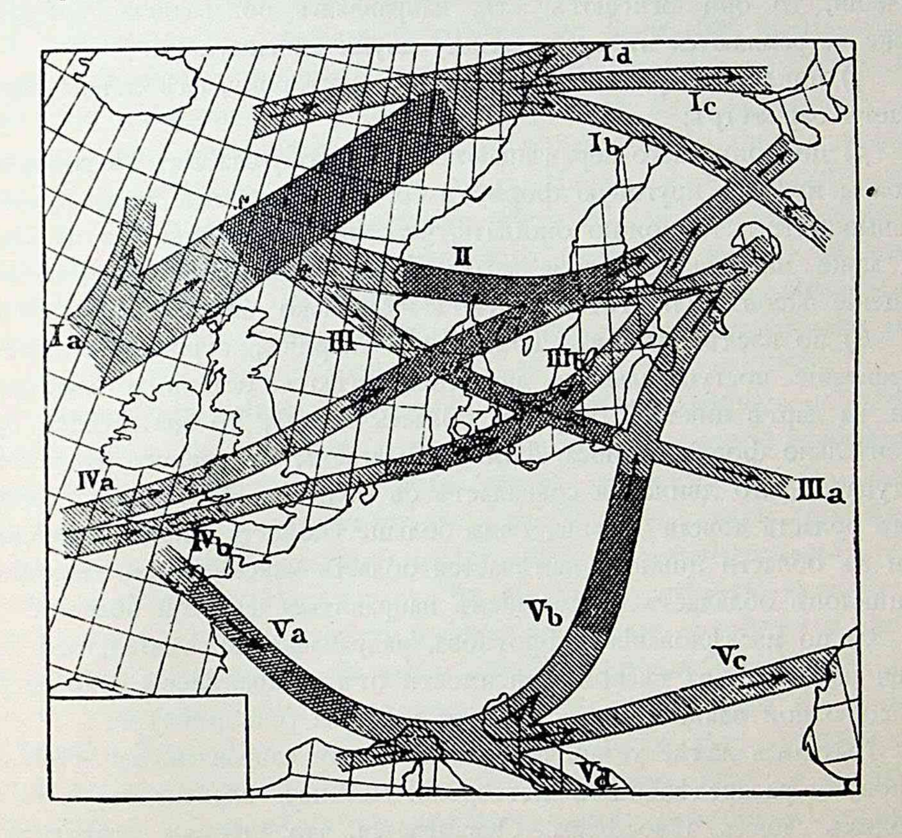


Рис. 122

будущемъ на основаніи метеорологическихъ условій, господствующихъ въ различныхъ частяхъ минимума. Попытки эти не привели пока къ открытію какихъ-либо законовъ, вполнѣ точно опредѣляющихъ поступательное движеніе атмосферическихъ вихрей. Въ каждомъ данномъ случаѣ вопросъ рѣшается особо, въ зависимости отъ совокупности метеорологическихъ условій, сопровождающихъ циклонъ. Нѣкоторые ре-

зультаты, добытые чисто эмпирическимъ путемъ, можно формулировать въ видѣ нѣсколькихъ общихъ положенiй:

1) циклоны, какъ мы видѣли, вообще стремятся двигаться къ востоку.

2) циклоны движутся въ сторону, гдѣ давленiе болѣе слабое и гдѣ изобары расположены менѣе густо; Лей нашелъ, что, если наибольшiй градiентъ находится на восточной сторонѣ, то циклонъ стремится двигаться къ сѣверу; если наибольшiй градiентъ находится на юго-востокѣ, то движенiе направлено къ сѣверо-востоку; вообще измѣненiе направленiя движенiя циклона связано съ перемѣщенiемъ сектора наибольшихъ градiентовъ.

3) если циклоны на своемъ пути встрѣчаютъ области высокихъ давленiй, то они огибаютъ ихъ, направляясь по часовой стрѣлкѣ, а также устремляются въ русло между двумя максимумами.

4) циклоны перемѣщаются вообще въ сторону, гдѣ сильнѣе всего падаетъ барометръ;

5) циклоны часто перемѣщаются въ сторону слабыхъ вѣтровъ; если изобары имѣютъ круговую форму и со всѣхъ сторонъ господствуютъ сильные вѣтры, то можно ожидать, что минимумъ останется на мѣстѣ или даже начнетъ двигаться назадъ (если сзади происходитъ сильное сгущенiе паровъ или господствуютъ нѣсколько болѣе слабые вѣтры).

6) по изслѣдованiямъ Люмиса въ Америкѣ, огромное влiянiе на направленiе поступательнаго движенiя имѣютъ осадки и влажность; если на картѣ циклона очертить область дождя, то она имѣетъ приблизительно форму эллипса; Люмисъ полагаетъ, что среднее направленiе поступательнаго движенiя совпадаетъ съ большою осью этого эллипса. Чѣмъ область дождя больше, тѣмъ больше скорость движенiя циклона. Если въ области циклона намѣчается область максимальной влажности, то циклонъ обладаетъ стремленiемъ направиться къ этой области.

7) по изслѣдованiямъ Броунова, направленiе поступательнаго движенiя находится въ тѣсной зависимости отъ распредѣленiя температуры и абсолютной влажности въ области циклона (см. ниже).

Пытались далѣе установить связь между направленiемъ путей циклоновъ и распредѣленiемъ метеорологическихъ элементовъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Оказывается, что штормы слѣдуютъ по путямъ, соотвѣтствующимъ направленiю верхнихъ изобаръ. Изъ работъ Американскаго бюро погоды видно, что поступательное движенiе циклоновъ, равно какъ и ихъ происхожденiе, связано не только съ временнымъ состоянiемъ погоды на извѣстной части земной поверхности, но и съ метеорологическими свойствами всей массы атмосферы. Другими словами, рѣшенiе этого вопроса, какъ и рѣшенiе многихъ вопросовъ метеорологiи, слѣдуетъ искать не путемъ мѣстныхъ изысканiй на

ограниченной части земной поверхности, а путемъ одновременнаго изученія атмосферы на всемъ земномъ шарѣ. Одновременная система наблюденій влила уже новую струю въ область метеорологіи. Она направила усилія ученыхъ на основную задачу науки — изученіе *механизма* природы въ ея *непрерывной* жизни. Но въ этомъ направленіи предстоитъ сдѣлать еще одинъ шагъ впередъ. Одновременная система наблюденій не охватываетъ до сихъ поръ всего земного шара; мы не можемъ прослѣдить жизнь атмосферы во всей ея цѣлости. А между тѣмъ только путемъ изученія всего механизма, во всей его совокупности, можно установить законы, управляющіе ея движеніями. Въ виду этого представляется безусловно необходимымъ распространить современное международное дѣло метеорологіи на весь земной шаръ. Необходимо избрать извѣстный абсолютный моментъ времени и въ этотъ моментъ производить наблюденія на станціяхъ всего земного шара. Всѣ наблюденія, а также діаграммы регистрирующихъ приборовъ, желательно собирать въ одно или нѣсколько центральныхъ учрежденій для разработки. Это международное предпріятіе необходимо поддержать въ теченіе нѣсколькихъ лѣтъ, смотря по указаніямъ опыта. На первое время эта международная работа должна быть предпринята не для цѣлей предсказанія непосредственно, а для предварительнаго изученія общаго механизма движенія атмосферы. Предсказаніе погоды не только для ближайшаго будущаго, но и на болѣе долгій срокъ, несомнѣнно явится, какъ частный случай этой болѣе общей задачи.

Сегментація, сліяніе и затуханіе минимумовъ. Вопросъ о поступательномъ движеніи циклоновъ осложняется такъ называемой *сегментаціей* минимумовъ. Сегментація — явленіе весьма распространенное — заключается въ томъ, что минимумъ подраздѣляется на два и болѣе отдѣльныхъ вихря. Очень часто симптомы предстоящаго подраздѣленія можно замѣтить за сутки и болѣе впередъ. Въ минимумѣ, который находится на пути къ подраздѣленію, изобары имѣютъ или сильно удлиненную форму, или на нихъ видны какъ бы выпуклости. Подобная выпуклость предвѣщаетъ одно изъ двухъ: или весь циклонъ направится въ сторону выпуклости, или здѣсь выдѣлится вторичный минимумъ. Отдѣлившіеся вторичные минимумы, часто на подобіе спутниковъ, тянутся за главной депрессіей, а иногда дѣлаются самостоятельными циклонами и продолжаютъ общее движеніе къ востоку. Бываютъ случаи, что циклонъ выдѣляетъ изъ себя три и болѣе вторичныхъ вихря; 26 марта 1882 г. буря господствовала во Франціи; на другой день она сегментировалась: одинъ минимумъ находился на сѣверѣ Италіи, другой — въ Германіи, третій и четвертый — въ юго-западной Россіи; два другихъ центра находились въ Ледовитомъ океанѣ; всѣ эти разбросанныя депрессіи составляли одну обширную систему, обстоятельное изученіе которой

имѣло бы важное значенiе для теорiи сегментацiи. Обыкновенно сегментацiя влечетъ за собою уменьшенiе интенсивности главнаго циклона; потерянная энергiя идетъ, очевидно, на поддержанiе спутника; энергiя эта, можетъ быть, при другихъ условiяхъ приняла бы другiя формы — механическiя дѣйствiя, электрическую напряженность и т. п. Рядомъ съ этимъ можно видѣть также и обратное явленiе: слiянiе двухъ-трехъ циклоновъ въ одинъ.

Циклоны, по мѣрѣ движенiя къ востоку, обыкновенно выполняются, депрессiи въ ихъ центрѣ уменьшаются, нарушенное равновѣсiе возстанавливается и минимумы затухаютъ. Нѣкоторые изъ нихъ переходятъ за Уралъ и, по всей вѣроятности, продолжаютъ свое движенiе на востокъ; но прослѣдить ихъ дальнѣйшiй путь мы не можемъ, такъ какъ они выходятъ изъ сферы нашихъ наблюденiй. Очень возможно, что Сибирь не составляетъ крайняго предѣла ихъ существованiя; быть можетъ, нѣкоторые изъ нихъ пересѣкаютъ Сибирь, Тихiй океанъ, С. Америку, чтобы опять направить свой путь въ Европу. Къ сожалѣнiю, мы не имѣемъ данныхъ относительно путей циклоновъ въ Сибири и въ Сѣверной части Тихаго океана.

Метеорологическiя условiя, господствующiя внутри циклона. Минимумы вообще сопровождаются процессами сгущенiя паровъ, а, слѣдовательно, приносятъ, особенно въ передней своей части, пасмурную погоду, увеличенiе влажности, дождь и снѣгъ, повышенiе температуры зимой и пониженiе лѣтомъ. Изслѣдованiе распредѣленiя температуры и осадковъ въ области циклона имѣетъ огромное, какъ теоретическое, такъ и практическое значенiе. Монъ дѣлитъ область зимняго слабаго давленiя линiей, идущей отъ *SSW* къ *NNE*, на двѣ половины, иногда рѣзко отличающiяся характеромъ метеорологическихъ элементовъ. Въ передней части, при S и SW-ыхъ вѣтрахъ, барометръ понижается, термометръ повышается, облачность и количество осадковъ увеличиваются; въ задней половинѣ, при N и NE-ыхъ вѣтрахъ, происходитъ повышенiе давленiя и пониженiе температуры, а также уменьшенiе облачности и осадковъ. Подробное изученiе термическихъ особенностей циклоновъ предпринято Броуновымъ, построившимъ весьма тщательно болѣе 100 картъ изотермическихъ линiй для 48 минимумовъ 1875 — 78 г.г. Общее обозрѣнiе картъ Броунова показываетъ, что, большею частью, температура увеличивается къ S, SE и SW, рѣже къ W и E и еще рѣже къ NW, NE и N. Системы изотермическихъ линiй далеко не всегда идутъ отъ SSW къ NNE, какъ это вытекаетъ изъ теорiи Мона. Въ предѣлахъ наблюденiй бываютъ иногда области, окруженныя системой замкнутыхъ кривыхъ, — области максимальныхъ и минимальныхъ температуръ. Броуновъ пытался опредѣлить путь циклона въ ближайшiе 24 часа въ зависимости отъ положенiя изотермическихъ линiй

и пришелъ къ тому заключенію, что барометрическій минимумъ стремится двигаться по направленію, которое съ изотермой даннаго дня, проходящей черезъ центръ циклона, составляетъ уголъ, равный, среднимъ числомъ, 28°; путь циклона отклоняется отъ изотермъ такимъ образомъ, что болѣе высокія температуры остаются вправо отъ направленія движенія. Впрочемъ, въ отдѣльныхъ случаяхъ величина этого угла колеблется въ довольно широкихъ предѣлахъ. Броуновъ построилъ также карты равныхъ абсолютныхъ влажностей и равныхъ отклоненій температуры отъ нормальной. Оказалось, что значительный максимумъ абсолютной влажности находится къ юго-востоку отъ области максимальной температуры. Степень измѣненія температуры, при переходѣ отъ одного мѣста циклона къ другому, обусловливается, какъ извѣстно, густотою изотермическихъ линій или *термическимъ градіентомъ*. Средняя величина градіента для 36 случаевъ составляетъ 1.2° на 1° меридіана. По вычисленію Броунова, средній градіентъ зимою 1.7°, весною 1.3°, лѣтомъ 1.1° и осенью 0.8°. Если мы раздѣлимъ минимумъ на три концентрическихъ зоны, каждую зону на секторы и для каждаго подраздѣленія опредѣлимъ среднія *отклоненія* температуры отъ средней (для 8 ч. пп.), то окажется, что наиболѣе значительныя положительныя отклоненія наблюдаются въ южномъ и восточномъ квадрантахъ (особенно зимою), а наиболѣе значительныя отрицательныя отклоненія — въ западномъ и сѣверо-западномъ секторахъ. Кромѣ того, въ зимніе мѣсяцы указанное повышеніе температуры увеличивается отъ периферіи къ центру; лѣтомъ, напротивъ того, циклонъ приноситъ отрицательныя отклоненія, которыя отъ периферіи увеличиваются къ центру. Если же циклонъ раздѣлить на двѣ части: въ первой всѣ секторы отъ *СВ* до *Ю* (передняя часть циклона), а во второй — секторы отъ *ЮЗ* до *С* (задняя часть), то отклоненія температуръ слѣдующія:

въ передней	части	зимой	2.1°
» задней	»	»	—1.9
» передней	»	лѣтомъ	1.0
» задней	»	»	—1.5

т. е., вообще, одна часть циклона приноситъ повышеніе, другая — пониженіе температуры; въ зимніе мѣсяцы разница между передней и задней частью рѣзче, чѣмъ лѣтомъ. Положеніе секторовъ, въ которыхъ отклоненія положительны, зависитъ отъ того, куда притекаютъ наиболѣе теплые вѣтры, а, слѣдовательно, отъ положенія циклона относительно источниковъ болѣе высокихъ температуръ. Броуновъ опредѣлилъ въ % относительную величину теплой и холодной частей циклона:

		зима	весна	лѣто	осень	годъ
величина теплой части	. .	74	52	31	54	53%
» холодной »	. .	26	48	69	46	47%

т. е. приближенiе циклона приноситъ зимою вообще повышенiе, а лѣтомъ — пониженiе температуры. Если, наконецъ, раздѣлить циклонъ на двѣ половины — правую и лѣвую — по отношенiю къ направленiю поступательнаго движенiя циклона, то *отклоненiе* температуры отъ нормальной:

въ правой половинѣ	$+1.5^{0}$
» лѣвой »	—2.1
разность	3.6

Наиболѣе интересенъ, но наименѣе изслѣдованъ, вопросъ о зависимости между движенiемъ минимумовъ и распредѣленiемъ облачности и осадковъ. Въ американскихъ циклонахъ, по Люмису, область дождя

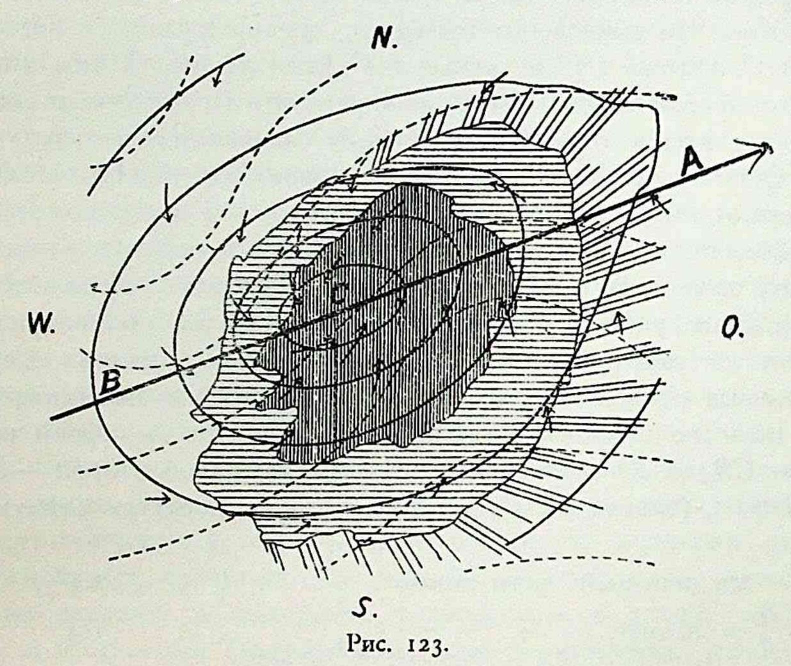


Рис. 123.

имѣетъ овальную форму и простирается обыкновенно больше къ востоку отъ центра циклона, чѣмъ къ западу. По Люмису, съ увеличенiемъ области дождя увеличивается также скорость поступательнаго движенiя циклона, при чемъ направленiе этого движенiя почти совпадаетъ съ направленiемъ большой оси овала, окаймляющаго область дождя. Общее схематическое распредѣленiе метеорологическихъ элементовъ въ области слабаго давленiя можно видѣть на рисункѣ 123. Въ Европѣ дождевыя и облачныя области часто окружаютъ минимумъ со всѣхъ сторонъ. Большее накопленiе облачныхъ массъ въ передней части преобладаетъ только въ зимнихъ минимумахъ, лѣтнiе же окру-

жены почти круговой областью облаковъ и дождя. Иногда области дождя распредѣляются въ формѣ зонъ, лежащихъ, главнымъ образомъ, въ передней части циклона. Обильные осадки и грозы являются вообще не вблизи центра минимума, а чаще всего на границахъ его, между изобарами 745—755 и даже 760 *мм*, а также въ рѣзко выдающихся выпуклостяхъ изобаръ, указывающихъ на существованіе мѣстныхъ вихревыхъ движеній; нерѣдки также осадки въ задней части минимумовъ, вызванные, быть можетъ, сгущеніемъ паровъ подъ вліяніемъ врывающихся холодныхъ С-ыхъ, СВ-ыхъ и СЗ-ыхъ вѣтровъ. Вообще, крайне трудно предвидѣть, въ какой части минимума можно ожидать дождя; въ зимнихъ минимумахъ вѣроятны осадки въ передней части; лѣтніе же бываютъ окружены со всѣхъ сторонъ областью дождя, такъ что они приближаются больше къ типу перемѣщающихся областей дождя. Если два минимума слѣдуютъ другъ за другомъ, то сильные осадки вѣроятны въ промежуткѣ между ними. Если въ зимнюю половину года на С или СЗ удаляющагося циклона находится максимумъ, то можно ожидать значительнаго пониженія температуры и снѣговъ; лѣтомъ же, при стаціонарномъ минимумѣ, вѣроятны значительные дожди и затѣмъ поворотъ въ ходѣ метеорологическихъ элементовъ. Наконецъ, на распредѣленіе областей дождя, вѣроятно, имѣютъ также вліяніе мѣстныя условія (болота, лѣса, горы и т. п.).

Нельзя не обратить вниманія еще на одну особенность циклоновъ. Циклоны, въ лѣтніе мѣсяцы, приносятъ также грозы. Нетрудно замѣтить, что во время грозы, въ маломъ видѣ, повторяются тѣ же явленія, какъ при прохожденіи большого циклона, т. е. при приближеніи грозы барометръ слегка падаетъ, а затѣмъ по окончаніи грозы опять повышается; температура понижается, вѣтеръ нерѣдко переходитъ изъ слабаго ЮЗ въ сильный СВ или обратно; гроза нерѣдко сопровождается ливнемъ; отсюда можно заключить, что гроза есть тоже небольшой вихрь, который образуется въ области большого циклона и, вращаясь около своей оси, въ то же время уносится, подобно спутнику, вокругъ центра большого вихря. Подобные грозовые вихри образуются на окраинахъ большихъ циклоновъ, особенно въ ЮВ-ой ихъ части и нерѣдко сопровождаются градомъ. Діаметръ ихъ иногда не превышаетъ нѣсколькихъ верстъ; вотъ почему грозы и градъ охватываютъ иногда узкую полосу земли. Нерѣдко въ области циклона образуется нѣсколько вихрей, которые движутся рядомъ; тогда грозой и градомъ поражаются двѣ и болѣе параллельныхъ между собой полосы земли. Въ нѣкоторыхъ частяхъ С. Америки, время отъ времени, наблюдаютъ прохожденіе небольшихъ, но весьма сильныхъ, вихрей, называемыхъ *торнадосами*. Вихри эти производятъ громадныя опустошенія и нерѣдко являются цѣлыми серіями; напримѣръ, 19 февраля 1884 г. прошло 15 торнадо-

совъ, и въ результатѣ оказалось: 800 человѣкъ убитыхъ, 2500 раненныхъ, около 1000 разрушенныхъ домовъ. Сила вѣтра въ торнадосѣ такъ велика, что нерѣдко вагоны сбрасываются съ рельсовъ, цѣлыя массы деревьевъ вырываются съ корнемъ. Торнадосы также можно разсматривать, какъ вихри небольшихъ размѣровъ, образующіеся на окраинахъ большихъ циклоновъ, по преимуществу въ *ЮВ*-ой ихъ части; они носятся около общей оси циклона и, въ этомъ отношеніи, аналогичны нашимъ грозамъ, но значительно превосходятъ ихъ своей энергіей.

Антициклоны. Синоптическія карты обнаруживаютъ образованіе и другой категоріи барометрическихъ областей, а именно, *антициклоновъ*, *барометрическихъ максимумовъ*, или *областей высокаго давленія*. На

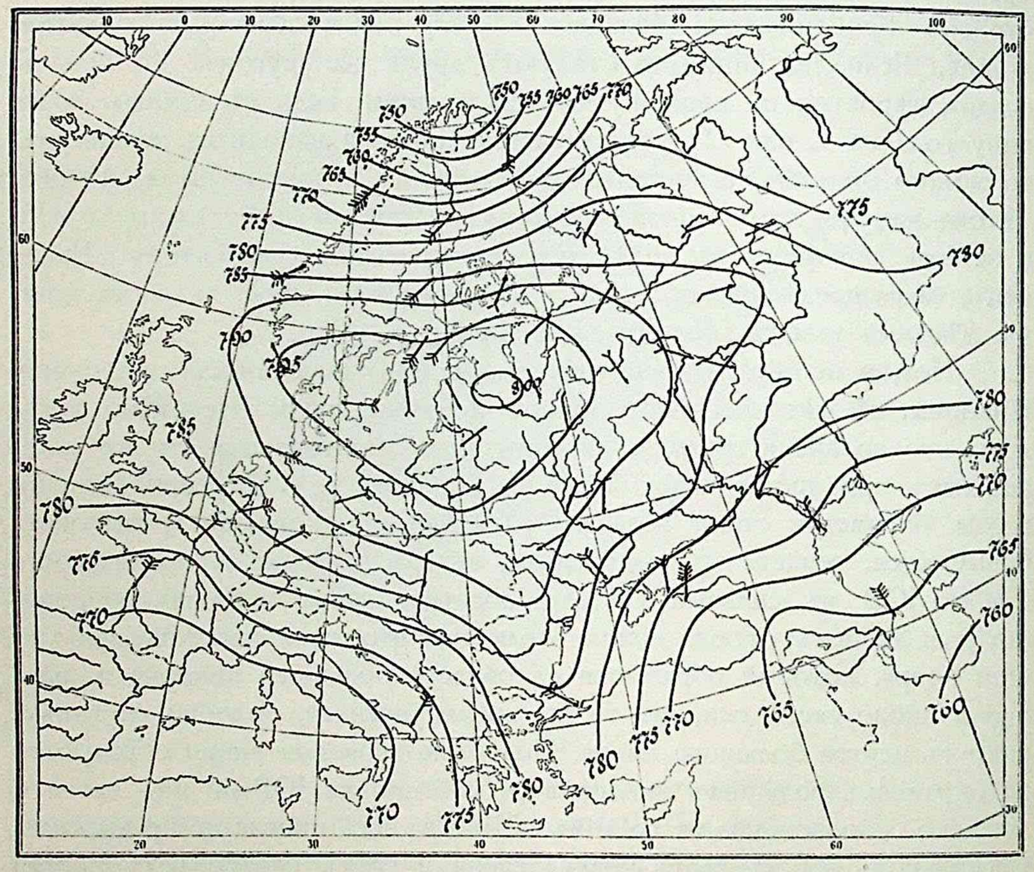


Рис. 124.

рис. 124 можно видѣть антициклонъ, отмѣченный на картѣ, составленной для 7 часовъ утра 16 октября 1906 года.

Барометрическіе максимумы занимаютъ нерѣдко огромныя пространства. Максимумъ, господствовавшій въ началѣ октября 1881 года, занялъ всю Европу и западную Сибирь. Въ центральной части максимума барометръ достигаетъ 780 — 790 и болѣе миллиметровъ. Въ вы-

сокихъ давленіяхъ, господствовавшихъ въ январѣ 1907 года надъ Россіей, барометръ показывалъ (въ Петербургѣ, Ригѣ и Виндавѣ) 799.8 *мм.*; 16-го декабря 1877 года давленіе въ Томскѣ равнялось 802.0 *мм.*, а 13-го января 1872 года барометръ достигъ исключительной высоты 805.5 *мм.* при средней дневной температурѣ —53.3°. Отъ центральной части максимума давленіе падаетъ къ периферіямъ. Форма изобаръ рѣдко бываетъ круговая или овальная; чаще всего области высокаго давленія ограничены неправильными контурами и этимъ рѣзко отличаются отъ циклоновъ. Въ случаѣ овальныхъ изобаръ оси ихъ, въ среднемъ, направлены къ *СВ*-ку или *ВСВ*-ку. Отношеніе большой и малой оси равно 1.8 — 1.9. Въ области антициклона градіенты слабые и иногда увеличиваются къ окраинамъ высокаго давленія. Сообразно направленію градіентовъ, вѣтры въ области антициклона расположены такъ, что образуютъ какъ бы вихрь, вращающійся въ сѣверномъ полушаріи по часовой стрѣлкѣ, съ явной центробѣжной составляющей: массы воздуха удаляются отъ центра антициклона къ периферіямъ. Соотвѣтственно величинѣ градіента, вѣтры въ антициклонѣ слабые; сила вѣтра увеличивается отъ центра къ окраинамъ антициклона. Въ слѣдующей таблицѣ даны среднія величины градіентовъ, сила вѣтра и уголъ отклоненія въ различныхъ частяхъ антициклоновъ Европы и Атлантическаго океана:

поясы антициклона .	785 — 790	775 — 780	765 — 770	760 — 765 *мм*
градіенты	1.9	2.3	2.7	2.9 *мм*
скорость вѣтра . .	4.8	6.3	8.4	9.7 *м*
уголъ отклоненія .	38°	42°	49°	53°

Если въ области, ограниченной внутренней изобарой, принять за центръ точку, въ которой давленіе наибольшее и отмѣчать перемѣщеніе ея отъ одного дня къ другому, то получимъ крайне изогнутыя кривыя, которыя даютъ лишь отдаленное, часто даже невѣрное, представленіе о перемѣщеніяхъ всего максимума. Перемѣщеніе максимумовъ вообще не похоже на рѣзкое поступательное движеніе циклоновъ. Антициклоны, въ большинствѣ случаевъ, какъ бы расширяются, расплываются, захватывая болѣе и болѣе обширныя пространства. Въ зимніе мѣсяцы антициклоны возникаютъ по преимуществу на материкѣ и движутся въ сторону наибольшаго паденія температуры; въ лѣтніе мѣсяцы болѣе высокое давленіе находится надъ Атлантическимъ океаномъ и западною частью Сибири. Среднее направленіе перемѣщенія — *W* 17° *N*. Зимою — нѣсколько южнѣе, лѣтомъ — сѣвернѣе. Средняя скорость движенія антициклоновъ гораздо меньше, чѣмъ циклоновъ. Нерѣдки случаи, когда антициклоны остаются на одномъ и томъ же мѣстѣ въ теченіе цѣлаго ряда дней. Въ Европѣ такіе стаціонарные антициклоны встрѣчаются чаще всего зимою, въ Америкѣ — лѣтомъ.

Такъ какъ въ области барометрическаго максимума воздухъ оттекаетъ отъ центра къ периферіямъ, а между тѣмъ антициклонъ поддерживается въ теченіе цѣлаго ряда дней, то необходимо допустить, что этотъ оттокъ воздуха компенсируется нисходящимъ токомъ. Этимъ обусловливаются метеорологическія условія внутри барометрическаго максимума. При нисходящемъ токѣ, воздухъ удаляется отъ состоянія насыщенія, а потому внутри антициклона преобладаетъ ясная, сухая погода, отсутствіе осадковъ. Отсутствіе облаковъ способствуетъ сильной солнечной инсоляціи лѣтомъ и сильнымъ ночнымъ охлажденіямъ зимою. Поэтому лѣтніе антициклоны сопровождаются интенсивными и продолжительными жарами, а зимніе — сильными и продолжительными холодами въ нижнихъ, ближайшихъ къ земной поверхности, слояхъ атмосферы. Изъ изслѣдованій Беббера антициклоновъ средней Европы видно, что максимумы, центры которыхъ находятся къ сѣверу или сѣверо-востоку отъ средней Европы, приносятъ зимою пониженіе температуры, а лѣтомъ — повышеніе. Если же центръ антициклона находится къ югу, юго-западу или западу, то имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе.

Распредѣленіе метеорологическихъ элементовъ въ болѣе высокихъ ярусахъ циклоновъ и антициклоновъ. Гильдебрандсонъ и Ганъ нашли, что пониженіе температуры съ высотою идетъ наиболѣе медленно въ области высокихъ давленій и въ правой половинѣ барометрической депрессіи; наиболѣе быстро — въ центральной части минимума и на лѣвой его сторонѣ. Средняя температура всего столба, до высоты 3.5 *км*, выше въ барометрическомъ максимумѣ и на правой передней сторонѣ минимумовъ; ниже — въ задней лѣвой ихъ сторонѣ. Законъ Броунова, данный имъ для земной поверхности, годится для всей массы циклона: вся лѣвая часть депрессіи, до высоты 3.5 *км*, холодная, вся правая — теплая. Въ восточныхъ Альпахъ въ зимнемъ антициклонѣ температура на земной поверхности низкая; затѣмъ, по мѣрѣ поднятія, она повышается до высоты 2 *км*; затѣмъ начинается пониженіе, и на высотѣ 3 *км* она дѣлается равной температурѣ на земной поверхности; далѣе идетъ пониженіе и на высотѣ 3.5 *км* надъ областью минимума она ниже, чѣмъ надъ областью максимума. Среднее пониженіе въ области максимума составляетъ 0.21°, а въ области минимума равно 0.56°. Выводы Гильдебрандсона и Гана дополнилъ Тейссеранъ де-Боръ на основаніи воздушныхъ поднятій; зимою до высоты 6 *км* въ центральной части низкаго давленія температура ниже, чѣмъ въ соотвѣтствующей части высокаго давленія. Особенно холодна средняя часть области низкаго давленія весной. На большихъ высотахъ соотношенія мѣняются: области максимумовъ холоднѣе, чѣмъ области минимумовъ. Весьма низкія температуры въ высшихъ слояхъ атмосферы всегда встрѣчали надъ областями высокихъ давленій. Наиболѣе низкая температура

(-85.6^0) найдена 25-го декабря 1905 г. въ С. Луи въ области максимума на высотѣ 14.8 *км*. Паденіе температуры на каждые 100 *м* вертикальнаго поднятія на различныхъ высотахъ выражается слѣдующими числами:

	высокое давленіе		низкое давленіе	
	зима	годъ	зима	годъ
на высотѣ 0 — 5 *км*.	0.35^0	0.40^0	0.52^0	0.53^0
» » 5 — 10 »	0.73	0.71	0.56	0.62

Какъ видно, паденіе температуры до высоты 5 *км* въ антициклонѣ медленнѣе, чѣмъ въ циклонѣ, а выше — обратно. Отъ 5 до 10 *км* въ антициклонѣ паденіе температуры приближается къ адіабатическому охлажденію сухого воздуха, а въ циклонѣ оно соотвѣтствуетъ адіабатическому охлажденію влажнаго воздуха.

Разсмотримъ еще, какъ измѣняется распредѣленіе давленія и форма изобаръ по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Возьмемъ область низкаго давленія (рис. 125) съ круговыми изобарами; допустимъ, что температура въ этой области понижается отъ юга къ сѣверу, какъ это показываютъ изотермы, вычерченныя пунктиромъ; вертикальное же убываніе температуры составляетъ 0.6^0 на каждые 100 *м*. При помощи барометрической формулы легко вычислить давленіе, а также начертить изобары для различныхъ уровней. Слѣдующіе чертежи дадутъ намъ распредѣленіе давленія на высотѣ 1500 (рис. 126), 3000 (рис. 127) и 4500 метровъ (рис. 128). Изъ чертежей этихъ видно, что круговая область низкаго давленія утрачиваетъ свою круговую форму уже на вы-

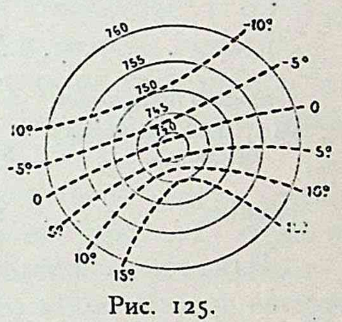


Рис. 125.

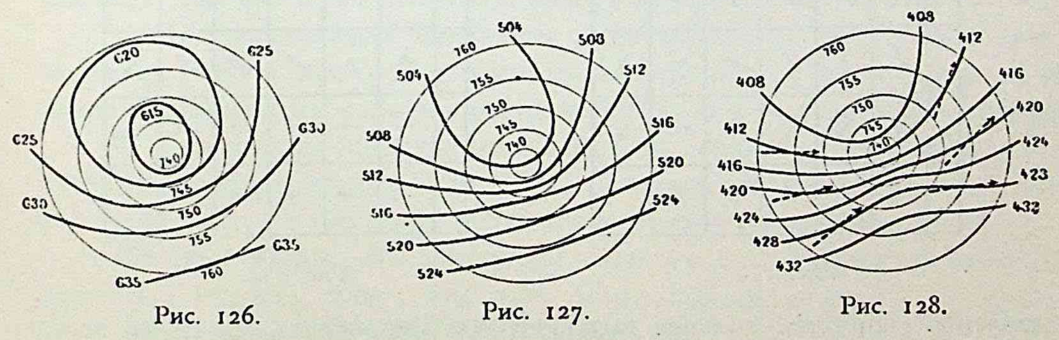


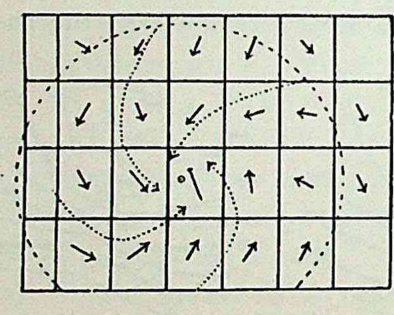
Рис. 126. Рис. 127. Рис. 128.

сотѣ 1500 *м*; деформація еще болѣе обозначается на высотѣ 3000 *м* и 4500 *м*, гдѣ изобары перестаютъ быть полными кругами. Ось давленія, если назовемъ этимъ терминомъ линію, проходящую черезъ точки съ минимальнымъ давленіемъ, перестаетъ быть вертикальной. Въ высокихъ слояхъ, гдѣ треніе слабо, уголъ вѣтра съ градіентомъ больше, чѣмъ у

почвы и приближается къ 90°; вѣтеръ, слѣдовательно, дуетъ почти параллельно изобарамъ, а эти послѣднія, въ свою очередь, стремятся стать въ положеніе, параллельное нижнимъ изотермамъ. На рис. 128 видно, что на высотѣ 4000 *м* почти исчезаетъ вихревое движеніе и преобладаетъ теченіе отъ запада къ востоку. Такимъ образомъ, наши циклоны являются какъ бы вторичными образованіями большого полярнаго вихря и находятся въ такомъ же отношеніи къ полярному вихрю, въ какомъ стоятъ частичные минимумы къ нашимъ главнымъ циклонамъ. Можно, поэтому, предполагать, что причины, выдѣляющія частичные минимумы изъ нашихъ циклоновъ, аналогичны причинамъ, выдѣляющимъ наши большіе циклоны изъ полярнаго вихря. Иначе говоря, въ каждомъ вихрѣ существуетъ стремленіе къ образованію вихрей непосредственно высшаго порядка до тѣхъ элементарныхъ вихрей, изъ которыхъ слагаются всѣ движенія нашей атмосферы въ среднихъ широтахъ. Лей нашелъ слѣдующія величины для угла α, заключеннаго между градіентомъ и направленіемъ вѣтра въ различныхъ секторахъ циклона (для Англіи):

секторы	*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
у земной поверхност.	63	53	53	54	65	75	78	80°
на уровнѣ перистыхъ облаковъ. . . .	83	146	143	124	98	76	93	102°
разность	20	93	90	70	33	1	15	22

Изъ этой таблицы видно, что въ области барометрической депрессіи верхнія теченія болѣе отклонены отъ градіента, чѣмъ у земной поверхности. Воздухъ на высотѣ 7—9 *км*, удаляется отъ центра низкаго



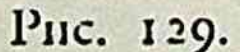


Рис. 129.

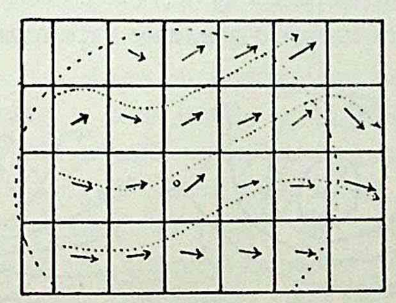


Рис. 130.

давленія. Наиболѣе сильное вытеканіе воздуха имѣетъ мѣсто въ передней части циклона. Въ задней части циклона нижнее и верхнее теченія наиболѣе согласны между собою; въ передней же части существуетъ въ нижнихъ слояхъ наиболѣе сильное втеканіе воздуха къ центру, а въ верхнихъ — наиболѣе сильное вытеканіе его наружу. Иначе говоря, теченіе *одного и того же* направленія имѣетъ наибольшую мощность въ

задней части и наименьшее въ передней. На уровнѣ нижнихъ облаковъ теченіе воздуха совпадаетъ съ направленіемъ нижнихъ изобаръ. Интересны также наблюденія Кляйтона въ обсерваторіи Голубой горы въ С. Америкѣ, изображенныя на двухъ діаграммахъ, представляющихъ теченіе воздуха у земной поверхности (рис. 129) и на уровнѣ перистыхъ облаковъ (рис. 130). Эти діаграммы подтверждаютъ выше высказанную мысль, что на уровнѣ перистыхъ облаковъ вихревыя движенія нижнихъ слоевъ выражаются лишь небольшимъ изгибомъ въ общемъ ходѣ изобаръ. Въ сѣверной Европѣ циклоническое движеніе доходитъ до большихъ высотъ; въ средней Европѣ и С. Америкѣ циклоны имѣютъ меньшую высоту; еще меньше вертикальное протяженіе тропическихъ штормовъ.

Существенная разница между тропическими штормами и циклонами болѣе высокихъ широтъ. Изъ всего выше изложеннаго можно видѣть, что между тропическими штормами и циклонами болѣе высокихъ широтъ существуетъ значительное отличіе.

1. Тропическіе циклоны принадлежатъ къ явленіямъ рѣдкимъ и исключительнымъ, между тѣмъ, всѣ движенія атмосферы въ среднихъ широтахъ совершаются въ формѣ вращающихся вихрей.

2. Тропическіе штормы имѣютъ незначительный діаметръ при значительномъ паденіи барометра въ центрѣ, сильномъ градіентѣ и огромной механической энергіи.

3. Циклоны низшихъ широтъ имѣютъ медленное поступательное движеніе, и направленіе ихъ путей напоминаетъ параболы, вершины которыхъ обращены къ западу; минимумы среднихъ широтъ движутся вообще отъ запада къ востоку.

4. Тропическіе штормы обладаютъ малой способностью вступать на сушу и переходить даже черезъ невысокія сравнительно горы, что указываетъ на ихъ незначительную высоту по вертикальному направленію.

5. Въ тропическихъ циклонахъ существуетъ большое однообразіе въ распредѣленіи метеорологическихъ элементовъ, а также радіальное почти направленіе въ движеніи перистыхъ облаковъ къ периферіи шторма.

6. Тропическіе циклоны наступаютъ въ періодъ наибольшихъ лѣтнихъ температуръ воздуха или воды. Циклоны высшихъ широтъ бываютъ чаще всего и наиболѣе интенсивны въ холодное время года.

Мѣстные вѣтры. Въ заключеніе скажемъ еще нѣсколько словъ о *мѣстныхъ* вѣтрахъ: фёнъ, мистраль, бора, сирокко и др.

Теорія *фёна* изложена выше (стран. 48).

Если надъ западомъ и средней частью Франціи образуется высокое давленіе, сопровождаемое зимою низкой температурой, то на югѣ Франціи, на окраинѣ этого антициклона, дуютъ *N* и *NW*-ые вѣтры, холодные и сухіе (*мистраль*); особенно благопріятна для этихъ вѣтровъ

долина нижней Роны; болѣе высокая температура, господствующая надъ Средиземнымъ моремъ, способствуетъ усиленію *N*-ыхъ вѣтровъ. Вѣтры достигаютъ наибольшей силы, если въ то же время надъ западной частью Средиземнаго моря находится область слабаго давленія. Мистраль встрѣчается отъ устьевъ Эбро до Генуэзскаго залива, но чаще всего въ Лангедокѣ и Провансѣ (особенно въ Авиньонѣ); когда дуетъ мистраль, небо почти всегда ясное и голубое, воздухъ очень сухой, и поразителенъ контрастъ между солнечнымъ припекомъ и леденящимъ холодомъ вѣтра. Въ долинѣ Роны мистраль дуетъ почти черезъ каждые два дня. Подобныя же условія способствуютъ образованію *боры* у береговъ Чернаго моря (у Керченскаго пролива): если на *SE* Россіи находится антициклонъ, а съ запада къ Черному морю приближается циклонъ, то на Черномъ морѣ вообще дуютъ сильные *NE* вѣтры, которые въ Новороссійскѣ достигаютъ страшной силы. Усиленію боры въ Новороссійскѣ способствуютъ мѣстныя условія; вѣтеръ дуетъ съ хребта, средняя высота котораго 600 *м.* Моряки сравниваютъ бору съ воздушнымъ водопадомъ; дѣйствительно, можно думать, что бора усиливается тогда, когда воздухъ надъ вершиной значительно холоднѣе, чѣмъ воздухъ надъ бухтой; въ этомъ случаѣ нарушается равновѣсіе, и начинается паденіе холодныхъ массъ воздуха.

Противоположность борѣ составляетъ *сирокко*; это необыкновенно теплый южный вѣтеръ, влажный, удушливый, приносящій облака и дождь и дующій обыкновенно въ восточной части минимумовъ; этотъ вѣтеръ характеристиченъ для дождливаго времени года въ области Средиземнаго моря, т. е. для зимы. Въ Адріатическомъ морѣ онъ дуетъ отъ *SE*. Противоположность ему составляетъ «Maestro», — *NE* вѣтеръ при прекрасной погодѣ, дующій съ замѣчательнымъ постоянствомъ, главнымъ образомъ, лѣтомъ. Въ Сициліи и южной Италіи дуетъ отъ *SE* — *SW* жаркій, очень сухой, сильный, пыльный вѣтеръ; онъ сопровождается высокой температурой (до 35° даже ночью); воздухъ, какъ бы пропитанъ дымомъ, небо желтоватое или свинцовое, солнце едва видно. Вѣтеръ этотъ наноситъ вредъ растеніямъ, особенно во время цвѣтенія: листья сохнутъ и свертываются. Дуетъ во всѣ времена года, но чаще всего весною (въ апрѣлѣ). Въ Испаніи этотъ вѣтеръ называютъ «Leveche» (между *SE* и *SW*). Вѣтру этому предшествуетъ образованіе на *S* полосъ облаковъ, имѣющихъ оттѣнки отъ желтоватаго до красноватаго и расположенныхъ отъ *E* къ *W*. Онъ приноситъ пыль и песокъ, ослѣпляющій людей и животныхъ, производящій сильныя головныя боли; листья растеній спустя нѣсколько дней опадаютъ. «Соляно» — восточный дождливый вѣтеръ, дующій вдоль всего восточнаго берега Испаніи. «Leste» — вѣтеръ сухой отъ *NE* и *SE* является зимою, весною и осенью на Мадейрѣ.

Но особенной силой отличаются вѣтры пустынь (С. Африки, Аравіи, Сиріи). Ихъ называютъ тамъ «самумъ», а въ Египтѣ — «шамсинъ». Вѣтры пустынь подымаютъ тяжелое облако пыли и песка, температура подымается до 50° и выше; горизонтъ окутанъ туманомъ, небо сѣрое, солнце не бросаетъ тѣни, атмосфера раскалена и принимаетъ какъ бы красноватый оттѣнокъ. Прежде думали, что самумъ несетъ какіе-то ядовитые элементы; но вредность его слѣдуетъ приписать сухости и накаленности воздуха. Въ Багдадѣ эти сухіе вѣтры бываютъ отъ мая до конца сентября (отъ *W* и *SW*); во время господства этого вѣтра дыханіе затруднено, ротъ сохнетъ, чувствуется нестерпимая жажда, тяжелый сонъ. Въ Египтѣ шамсинъ дуетъ чаще всего послѣ весенняго равноденствія; это — вѣтры южные, жаркіе и сухіе; рѣдко появляются въ февралѣ и всегда оканчиваются въ іюлѣ. Въ Каирѣ начало ихъ предвѣщается давящей удушливостью и понижающимся давленіемъ; небо подергивается легкой пеленой, которая дѣлаетъ солнце матовымъ. Шамсинъ обыкновенно начинается скоро послѣ восхода солнца, достигаетъ наибольшей силы послѣ полудня и прекращается къ закату. Температура въ Каирѣ подымается въ это время до 41°; напр. 31 мая 1887 года:

	7 ч. утра	10½ ч. утра	12 ч. дня	2 ч. дня	9 ч. веч.	11 ч. веч.
Температура	25.6	38.2	39.8	40.9	35.1	33.0°.
Влажность .	54	19	12	15	13	19%
Вѣтеръ . .	тихо	SSW_2	SSW_2	SSW_3	тихо	тихо

Число дней съ шамсиномъ въ Каирѣ, среднимъ числомъ, равно 11, а въ Александріи — въ теченіе 5 лѣтъ наблюдали 102 случая.

XVIII.

Теоретическія соображенія о происхожденіи циклоновъ и антициклоновъ.

Тепловая теорія. Вопросъ объ образованіи и движеніи циклоновъ и антициклоновъ находится, въ настоящее время, въ зачаточномъ состояніи. Существуютъ, правда, аналитическія изслѣдованія вихревыхъ движеній въ атмосферѣ. Эти изслѣдованія касаются вопроса о характерѣ и обстоятельствахъ движенія массъ воздуха, если даны силы и условія ихъ дѣйствія. Но эти уравненія не рѣшаютъ вопроса о причинахъ зарожденія циклоновъ и ихъ поступательнаго движенія. Теорія образованія циклоновъ должна, во-первыхъ, указать факторы, дающіе импульсъ къ образованію вихревыхъ движеній различныхъ порядковъ въ области первичнаго полярнаго вихря; во-вторыхъ, она должна ука-

зать источникъ, который питаетъ и поддерживаетъ механическую энергію, циклона или, вѣрнѣе, указать тотъ путь, по которому происходитъ преобразованіе первичнаго источника всякой жизни на землѣ — солнечной инсоляціи — въ энергію вихря; наконецъ, въ третьихъ, она должна открыть причины и законы поступательнаго движенія вихрей. Двѣ главныя теоріи, крайне несовершенныя, существуютъ въ настоящее время — *термическая* и *механическая*. Сущность термической теоріи циклоновъ заключается въ слѣдующемъ. Если въ нѣкоторой части земной поверхности установилась положительная температурная пертурбація, то, какъ слѣдствіе ея, образуется барометрическій минимумъ и циклоническое движеніе. Въ образовавшемся воздушномъ вихрѣ существуетъ центростремительное движеніе внизу и центробѣжное вверху съ восходящимъ токомъ въ центральной части. Въ массѣ сухого воздуха равновѣсіе вскорѣ возстанавливается и вихревое движеніе прекращается. Но, если воздухъ насыщенъ парами, то въ восходящемъ потокѣ происходятъ процессы сгущенія паровъ; выдѣляющееся скрытое тепло поддерживаетъ восходящіе токи, а, слѣдовательно, и существованіе циклона. Восхожденіе продолжается до тѣхъ поръ, пока температура въ восходяцемъ потокѣ выше температуры окружающей среды.

Термическая теорія довольно удовлетворительно объясняетъ особенности тропическихъ циклоновъ: центростремительное движеніе внизу и центробѣжное вверху, обильные осадки, а также годичное распредѣленіе повторяемости циклоновъ. По этой теоріи, циклоны должны возникать тогда, когда на значительномъ пространствѣ господствуетъ предварительно затишье. Въ области муссоновъ замѣчается два періода затишья, во время перемѣны муссоновъ; соотвѣтственно этому наблюдаютъ два момента усиленія циклонической дѣятельности. На экваторѣ и вблизи экватора вовсе не образуются циклоны, ибо тамъ отклоняющая сила вращенія земли близка къ нулю. Но термическая теорія не примѣнима къ циклонамъ высшихъ широтъ. Эти циклоны болѣе часты и достигаютъ наибольшей силы въ зимнюю половину года, когда въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы не существуетъ условій, требуемыхъ тепловой теоріей. Образовавшійся циклонъ, какъ извѣстно, не остается на мѣстѣ и не затухаетъ быстро. Очевидно, что онъ получаетъ новые запасы энергіи, и существуютъ условія, способствующія его поступательному движенію. По взглядамъ Мона, поступательное движеніе циклона только кажущееся; на самомъ дѣлѣ перемѣщается форма движенія; впереди возникшаго вихря образуются новые и новые центры слабаго давленія, и явленіе происходитъ такъ, какъ будто перемѣщается весь циклонъ. Дѣйствительно, въ циклонахъ среднихъ широтъ частицы воздуха не описываютъ полныхъ круговыхъ путей; онѣ движутся по спиралямъ, загибающимся къ центру. Вслѣдствіе

этого къ передней (восточной) части европейскихъ циклоновъ притекаютъ вѣтры отъ юга и юго-запада. Они приносятъ теплыя и влажныя массы воздуха. Переходя въ болѣе высокія широты, пары приближаются къ состоянію насыщенія, сгущаются и выдѣляютъ значительное количество скрытаго тепла; это выдѣляющееся тепло вызываетъ впереди циклона новую деформацію поверхностей одинаковаго давленія и связанное съ ней видимое образованіе центра. Къ задней части циклона притекаютъ, напротивъ того, болѣе холодныя массы отъ сѣвера и сѣверо-востока, которыя способствуютъ выполненію и затуханію прежняго центра. Такимъ образомъ, только форма движенія перемѣщается; въ дѣйствительности же происходитъ непрерывное образованіе новыхъ центровъ. Направленіе поступательнаго движенія циклоновъ, съ точки зрѣнія этого взгляда, будетъ зависѣть отъ того, откуда приходятъ наиболѣе теплыя и влажныя теченія. Но тепловая теорія не вполнѣ объясняетъ, откуда получается тотъ громадный запасъ энергіи, который необходимъ для поддержанія циклона въ теченіе нѣсколькихъ дней. Первоначальный запасъ тепла, полученнаго непосредственно отъ солнца или выдѣленнаго при процессѣ сгущенія паровъ, долженъ, казалось бы, истощиться на первоначальную работу образованія циклона. Говорятъ, что образовавшійся циклонъ привелъ въ движеніе массы воздуха; если эти массы насыщены парами, то онѣ выдѣляютъ скрытое тепло, которое, въ свою очередь, приводитъ въ движеніе новыя массы и т. д. Но въ этихъ размышленіяхъ чувствуется волшебный кругъ: первоначальный запасъ энергіи привелъ въ движеніе массы воздуха; притекающія массы воздуха приносятъ новый запасъ энергіи, который опять переходитъ въ движеніе новыхъ массъ и т. д. Затрудненіе усиливается, если вспомнить, что образовавшійся циклонъ, двигаясь къ востоку, не только не ослабѣваетъ, но нерѣдко даже усиливается. Выйти изъ этого затрудненія можно только путемъ новыхъ допущеній. Приходится допустить, что мѣстныя нагрѣванія являются только *первоначальнымъ толчкомъ* для образованія области слабаго давленія и первоначальнаго циклоническаго движенія. Но для того, чтобы это циклоническое движеніе могло поддерживаться въ теченіе извѣстнаго времени, необходимо, чтобы атмосфера, въ которой оно образовалось, была, такъ сказать, подготовлена, чтобы въ атмосферѣ, предварительной работой солнца, установилось *неустойчивое* равновѣсіе, съ накопленіемъ значительнаго запаса потенціальной энергіи. При такомъ допущеніи, мѣстное нагрѣваніе играетъ только роль импульса, опрокидывающаго неустойчивое состояніе системы. Такимъ образомъ, первоначальный источникъ циклоновъ слѣдуетъ искать въ образованіи неустойчиваго равновѣсія атмосферы. Гдѣ нѣтъ соотвѣтственной почвы, тамъ нѣтъ сильныхъ и длительныхъ циклоническихъ процессовъ. Наука должна, поэтому, направить свои

усилія на изученіе условій образованія неустойчиваго равновѣсія атмосферы на значительномъ пространствѣ. Но при этомъ нельзя ограничиться изученіемъ мѣстныхъ явленій, а необходимо распространить изученіе, по возможности, на всю атмосферу. Можно привести косвенныя доказательства того, что тепловая энергія, полученная въ извѣстномъ мѣстѣ непосредственно отъ солнца или вслѣдствіе сгущенія паровъ, играетъ лишь роль первоначальнаго импульса, и что дальнѣйшее развитіе процесса зависитъ отъ общаго состоянія атмосферы. Всѣмъ извѣстно, напримѣръ, что интенсивность циклоновъ и скорость ихъ поступательнаго движенія не зависятъ отъ количества осадковъ, выпадающихъ въ области циклона. Лѣтніе циклоны изливаютъ огромное количество воды, нерѣдко въ формѣ ливней, а между тѣмъ они вообще слабы и часто стаціонарны. Зимніе циклоны чаще и интенсивнѣе, чѣмъ лѣтніе. Въ лѣтніе мѣсяцы температура распредѣлена равномѣрнѣе, чѣмъ зимою; въ зимніе мѣсяцы вдоль одной и той же параллели, особенно въ сѣверномъ полушаріи, существуютъ огромныя разности температуръ, способствующія, по всей вѣроятности, неустойчивому состоянію атмосферы. Зимніе циклоны сѣвернаго полушарія зарождаются именно тамъ, гдѣ эти разности температуръ наиболѣе рѣзки, и теплый Гольфштремъ играетъ при этомъ не маловажную роль. Въ лѣтніе мѣсяцы, въ области антициклоновъ, существуютъ огромныя мѣстныя нагрѣванія, а, слѣдовательно, условія, благопріятныя для образованія восходящихъ токовъ и мѣстныхъ пониженій давленія. И дѣйствительно, въ области высокихъ давленій возможно образованіе вихрей высшаго порядка (грозовыхъ вихрей); но эти вихри быстро затухаютъ и не обладаютъ значительной силой. Иное дѣло въ области циклона, на его периферическихъ частяхъ, въ которыхъ онъ соприкасается съ областью болѣе высокаго давленія. Вся область циклона есть признакъ неустойчиваго равновѣсія, а, слѣдовательно, всякое незначительное обстоятельство можетъ дать толчекъ для образованія вторичнаго вихря.

Индійскіе метеорологи весьма тщательно изучили образованіе штормовъ Индійскаго океана. Изъ этихъ работъ видно, что образованію циклона предшествуетъ обыкновенно особое, сравнительно спокойное, состояніе атмосферы, не предвѣщающее, повидимому, атмосферической катастрофы. Вообще, всякому образованію циклона должно предшествовать установленіе соотвѣтствующаго неустойчиваго состоянія атмосферы. Въ тѣхъ частяхъ земной поверхности, въ которыхъ существуютъ условія болѣе устойчиваго равновѣсія атмосферы, циклоническія движенія должны быть рѣже. Такія условія находятся въ области пассатовъ, такъ какъ здѣсь поддерживается энергично общая циркуляція атмосферы. Образованіе циклоновъ также невозможно въ экваторіаль-

ной зонѣ, гдѣ постоянныя восходящія теченія способствуютъ постоянному обмѣну верхнихъ и нижнихъ слоевъ атмосферы. Кромѣ того, на экваторѣ отклоняющая сила земли, дающая первый импульсъ въ образованіи *вращательнаго* движенія, равна нулю.

Въ жизни циклона слѣдуетъ различать двѣ стороны: его зарожденіе и дальнѣйшія стадіи его жизни, поддерживаемыя продолжительной предшествовавшей работой. Нагляднымъ представленіемъ этихъ двухъ стадій можетъ послужить слѣдующій опытъ. Просверлимъ небольшое отверстіе въ днѣ сосуда, закроемъ это отверстіе пробкой; затѣмъ, наполнивъ сосудъ водою, приведемъ воду въ легкое вращеніе и откроемъ отверстіе. Вода устремится къ отверстію и у выхода образуетъ сильнѣйшій вихрь: частицы будутъ двигаться по спиралямъ; при этомъ, развивающаяся центробѣжная сила понизитъ давленіе въ центральной части настолько, что образуется воронка. Энергія, открывшая отверстіе, уподобляется фактору, дающему толчекъ движенію. Давленіе, производимое слоемъ жидкости, аналогично потенціальной энергіи неустойчиваго равновѣсія. Сила водяного вихря зависитъ отъ количества потенціальной энергіи, превращающейся въ движеніе, т. е. отъ интенсивности неустойчиваго равновѣсія.

Теорія Фая. Фай уподобляетъ циклоны тѣмъ вихрямъ, которые образуются на поверхности текущей воды въ рѣкахъ и каналахъ, вслѣдствіе различныхъ скоростей сосѣднихъ водяныхъ нитей. Эти воронки, сверлящія сверху внизъ, уносятся общимъ теченіемъ воды въ каналѣ. По Фаю, атмосферные вихри образуются въ верхнихъ теченіяхъ атмосферы. Источникъ ихъ энергіи исходитъ изъ живой силы верхнихъ теченій, а эта живая сила, въ свою очередь, получена отъ солнца. Извѣстное распредѣленіе давленія въ области циклона есть эффектъ механическій. Но противъ теоріи Фая можно сдѣлать цѣлый рядъ серьезныхъ возраженій:

1. Мы уже видѣли раньше, что въ циклонѣ, по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, измѣняется распредѣленіе изобаръ настолько, что, на извѣстной высотѣ, изобары перестаютъ быть замкнутыми и образуютъ только какъ бы выпуклости въ общихъ изобарахъ полярнаго вихря. Далѣе, было указано, что на высотѣ перистыхъ облаковъ воздухъ вытекаетъ изъ области циклона въ передней части и втекаетъ въ задней половинѣ, а еще выше циклонъ нижнихъ слоевъ атмосферы отмѣченъ только, какъ нѣкоторый изгибъ въ общихъ теченіяхъ, идущихъ съ запада на востокъ. Нисходящіе токи не обнаружены, за исключеніемъ развѣ небольшого теченія, которое приходится допустить для объясненія «глаза» тропическихъ штормовъ. Наконецъ, необъяснима совершенно разница, существующая въ метеорологическихъ условіяхъ въ различныхъ квадрантахъ циклона.

2. Если циклоны образуются въ общихъ теченіяхъ атмосферы и увлекаются ими въ своемъ поступательномъ движеніи, то скорость въ каждой точкѣ вихря у земной поверхности должна быть равнодѣйствующей скоростей поступательнаго и вращательнаго движенія, т. е. она должна быть наибольшая въ южной части, наименьшая въ сѣверной; воздухъ долженъ вытекать изъ области циклона въ передней части и втекать въ него въ задней; а это находится въ полномъ противорѣчіи съ наблюденіями.

3. Чтобы разъ образовавшійся минимумъ могъ поддерживаться, необходимо, чтобы воздухъ, принесенный сверху нисходящимъ токомъ, у поверхности земли вытекалъ во всѣ стороны; но подобное центробѣжное движеніе у земной поверхности никогда не наблюдается. При допущеніи нисходящихъ токовъ остается совершенно необъяснимымъ значительное количество осадковъ, выпадающихъ въ области циклоновъ.

4. Обыкновенно водяные вихри имѣютъ малый діаметръ; между тѣмъ циклоны часто простираются на 1000—2000 *км* въ діаметрѣ, при высотѣ въ 100—200 разъ меньшей. Они уподобляются плоскимъ, весьма низкимъ, дискамъ.

Основы динамической теоріи. Изъ аэростатическихъ поднятій и наблюденій надъ движеніемъ облаковъ извѣстно, что въ атмосферѣ возможно одновременное существованіе по вертикальному направленію слоевъ воздуха, коихъ температура, влажность, направленіе и скорость движенія могутъ быть весьма различны; при переходѣ отъ одного слоя къ другому возможно настоящее нарушеніе непрерывности. Если два слоя находятся въ условіяхъ устойчиваго равновѣсія, то скольженіе одного слоя вдоль другого вызываетъ атмосферическія волны Гельмгольца и образованіе волнистыхъ облаковъ, при чемъ слои не смѣшиваются, а остаются раздѣленными. Неустойчивое равновѣсіе устанавливается тогда, когда, напримѣръ, сухой и холодный слой находится надъ теплымъ и влажнымъ. При подобномъ положеніи вещей, если въ извѣстномъ мѣстѣ наступаетъ нарушеніе равновѣсія и смѣшеніе двухъ сосѣднихъ массъ, то этотъ процессъ передается отъ массы къ массѣ и можетъ поддерживаться съ значительной энергіей. Все это, вмѣстѣ взятое, должно вызвать восходящія теченія, паденіе барометра, выдѣленіе значительнаго количества воды и, наконецъ, стремленіе массъ воздуха къ мѣсту начальной пертурбаціи; вращеніемъ земли около оси движущійся воздухъ образуетъ циклонъ съ центростремительнымъ движеніемъ внизу и центробѣжнымъ наверху. Такой циклонъ получаетъ свою энергію изъ потенціальной энергіи воздушныхъ массъ, которая накоплялась въ предшествовавшій періодъ, въ теченіе котораго установилось неустойчивое равновѣсіе. Наукѣ предстоитъ реставрировать де-

тальную картину постепеннаго преобразованія потенціальной энергіи неустойчиваго равновѣсія въ явную энергію вихревого движенія.

Объясненіе дальнѣйшаго существованія и движенія образовавшагося вихря остается такое же, какъ и въ тепловой теоріи. Различіе только въ происхожденіи. По тепловой теоріи, циклоны образуются внизу, на поверхности земли, и образованіе ихъ обусловлено разностью температуръ, существующихъ между сосѣдними мѣстами. Съ точки зрѣнія динамической теоріи, депрессія зависитъ отъ массъ воздуха различной температуры и различной влажности, обладающихъ различными скоростями и находящихся въ состояніи неустойчиваго равновѣсія. Первая причина депрессіи находится въ зонѣ соприкосновенія этихъ слоевъ, т. е. на нѣкоторой высотѣ. Эта высота должна быть не очень велика, ибо вѣроятность разрыва непрерывности быстро уменьшается съ высотою. Подобное неустойчивое равновѣсіе можетъ установиться не только между двумя слоями, расположенными одинъ надъ другимъ, но и въ двухъ слояхъ, лежащихъ рядомъ. Причина подобной разрывности болѣе вѣроятна зимой, ибо въ это время года разность температуръ и влажностей между экваторомъ и полюсомъ, а также и вдоль одной и той же параллели въ умѣренныхъ и высшихъ широтахъ, наиболѣе возможна. Особенно велика эта разница въ зонѣ, лежащей между 55^0 и 60^0 с. ш., а извѣстно, что область наиболѣе частаго повторенія циклоновъ именно совпадаетъ съ этой широтой. Огромныя разницы наблюдаются при переходѣ черезъ Гольфштремъ; теченіе Гольфштрема должно играть большую роль въ образованіи циклоновъ. Значительныя разности температуръ въ теченіяхъ, идущихъ по горизонтальному направленію, но въ противоположныя стороны, можно наблюдать въ Сѣверной Америкѣ, гдѣ теплыя теченія отъ южныхъ румбовъ идутъ рядомъ съ холодными теченіями отъ сѣвера и сѣверо-запада. Тамъ-то и могутъ получать импульсъ вихревыя движенія, почти непрерывной вереницей исходящія изъ Сѣверной Америки. Если справедлива исходная точка динамической теоріи, то въ среднихъ широтахъ южнаго полушарія, гдѣ земная поверхность однороднѣе и гдѣ отсутствуютъ большія разности температуръ, циклоны должны быть рѣже и слабѣе.

Съ точки зрѣнія этой теоріи, поступательное движеніе циклона нельзя разсматривать, какъ перемѣщеніе всей массы вращающагося воздуха en bloc. Внизу, движеніе воздуха, направленное къ центру, стремится выполнить циклонъ; центробѣжное движеніе наверху стремится, напротивъ того, поддержать существованіе минимума. Если приходъ воздуха внизу равенъ его расходу наверху, то циклонъ находится въ стаціонарномъ состояніи; если приходъ больше расхода, то циклонъ выполняется и затухаетъ; если, наконецъ, расходъ больше прихода, циклонъ усиливается. Если циклонъ съ моря переходитъ на сушу, то

треніе внизу увеличивается; движеніе дѣлается болѣе центростремительнымъ; приходъ внизу увеличивается и циклонъ быстро выполняется. На основаніи этого можно также объяснить, до нѣкоторой степени, направленіе поступательнаго движенія циклоновъ. Представимъ себѣ, что циклонъ образовался въ средѣ, въ которой господствуетъ *опредѣленное* теченіе воздуха, напримѣръ, въ области сѣверо-восточнаго пассата. Съ восточной стороны будетъ, съ значительной силой, притекать воздухъ, приносимый пассатомъ и стремиться выполнить давленіе. Въ *западной* же части такой притокъ слабѣе, такъ какъ общее движеніе здѣсь прервано циклономъ. Циклонъ долженъ, поэтому, двигаться съ востока на западъ. По мѣрѣ приближенія къ берегамъ Америки, вѣтеръ поворачиваетъ къ *ЮВ*, *Ю* и *ЮЗ*, вслѣдствіе чего циклонъ и описываетъ параболу, вершина которой находится на западѣ. Въ болѣе высокихъ широтахъ общее движеніе атмосферы обусловливаетъ общее перемѣщеніе циклоновъ отъ запада къ востоку.

Необходимо замѣтить, что все выше изложенное представляетъ только *схему объясненія*, а не *теорію* циклоновъ. Въ дѣйствительности, движеніе циклоновъ зависитъ отъ множества постороннихъ факторовъ.

Сдѣланы были попытки воспроизвести, путемъ опыта, искусственные вихри съ цѣлью изучить всѣ обстоятельства ихъ движеній. Таковы опыты Вейера и Вильке, которые повторены, въ весьма демонстративной формѣ, Шведовымъ. Въ опытахъ Шведова двѣ прозрачныя жидкости различной плотности налиты осторожно одна надъ другой въ высокомъ стеклянномъ сосудѣ. Жидкостямъ можно сообщить вращательное движеніе помощью двухъ дисковъ; одинъ дискъ находится въ верхней, а другой — въ нижней части жидкаго столба. Жидкости подобраны такимъ образомъ, что при ихъ смѣшеніи образуется бѣлый осадокъ, который дѣлаетъ видимыми и наглядными всѣ обстоятельства движенія. Оказывается, что если привести во вращательное движеніе верхній дискъ, то является вихрь восходящій. Ясно видно, какъ внизу начинается вращательное движеніе съ восходящими нитями; образовавшаяся нижняя восходящая воронка сливается, наконецъ, съ верхней нисходящей. Обратно, если вращающійся дискъ находится внизу, то образуется наверху *нисходящій* вихрь. Этотъ эффектный опытъ интересенъ въ томъ отношеніи, что обнаруживаетъ несостоятельность первоначальныхъ заключеній тепловой теоріи Мона и механической теоріи Фая. Оказывается, что, если исходить изъ основного положенія теоріи Мона, то получается вихрь Фая (нисходящій). Обратно, если допустить причину вихря по Фаю (импульсъ наверху), то получается вихрь Мона. Но эти опыты не могутъ дать рѣшенія *метеорологическаго* вопроса: 1) атмосферныя циклоническія движенія не представляютъ настоящихъ

вихрей; это образованіе ряда послѣдовательныхъ разрѣженій въ передней части циклона; 2) опытами этими не рѣшается вопросъ о *происхожденіи* циклоновъ, не указывается, черезъ какія формы проходитъ солнечная энергія, прежде чѣмъ перейти въ вихревое движеніе циклона; 3) искусственные вихри неподвижны, а, слѣдовательно, они не могутъ раскрыть тайны поступательнаго движенія циклоновъ. На этихъ же стадіяхъ вопроса, т. е. на формахъ движенія, останавливается и анализъ. Вопросъ о зарожденіи циклоновъ и причинахъ ихъ поступательнаго движенія остается открытымъ.

Мысли о природѣ антициклоновъ. Другая категорія барометрическихъ областей — антициклоновъ — можетъ быть объяснена частью термическими, но, главнымъ образомъ, динамическими условіями. Во-первыхъ, высокія давленія на границѣ тропическаго пояса, какъ мы видѣли, имѣютъ вполнѣ динамическое происхожденіе. Эти высокія давленія образуютъ цѣлое кольцо высокихъ давленій, прерываемое материками. Отдѣльныя части этого кольца, иногда въ видѣ языка, простираются далеко сѣвернѣе своего обычнаго положенія. Временные же антициклоны можно разсматривать, какъ области затишья между двумя серіями циклоновъ. Въ этихъ областяхъ прекращаются обычные восходящіе токи, и воздухъ стремится къ состоянію равновѣсія; съ уничтоженіемъ восходящей составляющей, поверхности одинаковаго давленія въ верхнихъ слояхъ атмосферы стремятся принять горизонтальную или даже вогнутую форму, и въ то время, какъ надъ циклоническими движеніями поверхности одинаковаго давленія остаются приподнятыми, массы воздуха, въ верхнихъ слояхъ, начинаютъ притекать со всѣхъ сторонъ къ области затишья. Вслѣдствіе этого давленіе внизу повышается, и воздухъ у земной поверхности начинаетъ вытекать во всѣ стороны; вращеніе земли отклоняетъ эти токи, сообщая имъ антициклоническое вращеніе. Притеканіе воздуха наверху, гдѣ плотность воздуха невелика, не можетъ быстро увеличить давленіе у земной поверхности, вслѣдствіе чего усиленіе актициклона идетъ медленно; такъ какъ въ области антициклона имѣютъ мѣсто нисходящіе токи, то воздухъ динамически нагрѣвается, и потому вся масса нижней части антициклона вообще теплѣе, чѣмъ масса циклона. Такъ какъ въ области антициклона не происходитъ процессовъ сгущенія паровъ и небо ясно и безоблачно, то въ зимнее время низкія температуры сосредоточены въ самыхъ нижнихъ слояхъ; съ поднятіемъ надъ земной поверхностью происходитъ повышеніе температуры до извѣстнаго предѣла. Указаннымъ обстоятельствомъ объясняются сильные холода зимнихъ антициклоновъ и высокія температуры въ области лѣтнихъ высокихъ давленій.

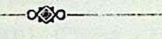
По самому характеру образованія антициклона, въ области его должны быть малые градіенты, а, слѣдовательно, слабые вѣтры; болѣе

сильные градіенты и болѣе свѣжіе вѣтры возможны лишь на периферіи, въ зонѣ, переходной отъ высокаго къ слабому давленію.

Циклонъ, встрѣтивъ на своемъ пути область затишья, естественно ее огибаетъ, ибо онъ не въ состояніи преодолѣть инерціи массъ, находящихся въ сравнительномъ покоѣ.

Возможно также образованіе антициклона термическаго происхожденія въ мѣстностяхъ, температура которыхъ ниже, чѣмъ температура окружающихъ мѣстъ, точно такъ же, какъ возможно образованіе термическихъ циклоновъ. Наконецъ, не трудно объяснить поступательное движеніе антициклоновъ. Мы знаемъ, что циклоны движутся или поодиночкѣ или цѣлыми серіями отъ запада къ востоку. Если, вслѣдъ за прошедшей серіей циклоновъ, вихревая дѣятельность истощается, то очевидно, что атмосфера стремится къ состоянію равновѣсія, т. е. къ образованію затишья. По мѣрѣ удаленія серіи циклоновъ къ востоку, это состояніе равновѣсія должно распространяться по тому же направленію, т. е. антициклонъ получитъ видимое перемѣщеніе къ востоку.

Съ точки зрѣнія этого взгляда, въ атмосферѣ существуетъ *одна только* категорія вихрей — циклоны. Антициклоны можно разсматривать, какъ обширныя области относительнаго затишья между двумя серіями барометрическихъ минимумовъ.



XIX.

Состояніе вопроса о предсказаніи погоды.

Предсказаніе погоды для ближайшаго будущаго. Теорія циклоновъ и антициклоновъ даетъ ключъ къ рѣшенію вопроса о предсказаніи погоды для ближайшаго будущаго. Мы видѣли, что въ области циклона и антициклона, и даже въ различныхъ частяхъ одного и того же циклона, господствуютъ далеко неодинаковыя метеорологическія условія. Вслѣдствіе этого, прохожденіе циклона или антициклона черезъ данное мѣсто сопровождается весьма характерными измѣненіями погоды. Напримѣръ, въ зимніе мѣсяцы, при приближеніи циклона съ запада, барометръ постепенно понижается, температура повышается, влажность и облачность увеличиваются, вѣтеръ усиливается и поворачиваетъ къ юго-западу и югу, если мѣсто наблюденія находится къ югу отъ направленія поступательнаго движенія циклона, и къ юго-востоку или востоку, если мѣсто наблюденія лежитъ сѣвернѣе пути циклона; вслѣдъ за образованіемъ болѣе плотныхъ низкихъ облаковъ начинаются осадки въ формѣ дождя или снѣга; когда линія, отдѣляющая переднюю часть

циклона отъ задней, пройдетъ черезъ мѣсто наблюденія, то барометръ повышается, температура понижается, вѣтеръ поворачиваетъ къ сѣверо-востоку (если циклонъ проходитъ южнѣе мѣста наблюденія) и къ западу или сѣверо-западу (если циклонъ проходитъ сѣвернѣе). Во многихъ зимнихъ циклонахъ юга Россіи осадки продолжаются и производятъ опасные снѣжные заносы. Въ лѣтніе мѣсяцы происходятъ тѣ же измѣненія, за исключеніемъ температуры, которая, при прохожденіи циклона, вообще понижается. Возьмемъ какой-нибудь частный примѣръ. 27-го декабря 1889 года между Сардиніей и средней Италіей обнаруженъ циклонъ, въ центрѣ котораго барометръ показывалъ 751.2 *мм*; циклонъ этотъ 28-го декабря перемѣстился къ сѣверной части Балканскаго полуострова, и паденіе барометра въ центрѣ достигло 744.4 *мм*. Подъ вліяніемъ этого циклона, у западныхъ береговъ Чернаго моря задули сильные южные и юго-восточные вѣтры; въ задней части циклона, подъ вліяніемъ низкой температуры, господствовавшей на западѣ Европы, началъ падать снѣгъ; въ передней части вихря, т. е. на югѣ Россіи, температура повысилась и повсемѣстно обнаружились обильные осадки. 29-го декабря центръ вихря находился въ южной части Кіевской губерніи, 30-го циклонъ отошелъ къ Камышину, а 31-го къ Уралу. Весь путь отъ Сардиніи до Урала вихрь прошелъ въ 4 дня, двигаясь со средней скоростью 32 *км* въ часъ. Прохожденіе этого циклона сопровождалось весьма характерными колебаніями метеорологическихъ элементовъ. Въ слѣдующей таблицѣ даны числа, выражающія давленіе, температуру, направленіе и силу вѣтра въ 7 ч. утра 27—30 декабря въ Одессѣ (о), Кишиневѣ (к) и Златополѣ, Кіевской губ. (з):

	температура				давленіе				направл. и сила вѣтра			
	27	28	29	30	27	28	29	30	27	28	29	30
(о)	—7.4	**7.4**	0.0	—6.2	759.8	49.8	**32.0**	47.8	*O*	ESE_9	WSW_{21}	WSW_5
(к)	—7.8	**3.8**	—2.6	—6.4	54.3	**29.4**	29.4	44.6	SE_4	S_5	NW_{11}	NW_4
(з)	—13.9	—4.4	**3.6**	—4.2	48.4	**21.2**	21.2	32.3	SW_2	SE_{17}	SE_{13}	NW_8

Приведемъ еще примѣръ лѣтняго циклона. На синоптической картѣ 8-го іюня 1884 года можно было видѣть циклонъ между Мальтой и Сициліей. Циклонъ этотъ перемѣстился 9-го іюня къ Адріатическому морю, 10-12-го — къ Одессѣ, 13-го — къ Елисаветграду. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ Одессѣ былъ слѣдующій:

	9	10	11	12-го іюня.
давленіе	754.6	746.8	748.9	751.6 *мм*
температура . .	21.1	19.3	18.7	15.6°
вѣтеръ	SSE_1	*O*	NNE_1	NW_2
осадки въ *мм*. .	5	2	11	33

Въ зимнихъ антициклонахъ обыкновенно господствуютъ сильные холода, а въ лѣтнихъ — продолжительныя жары при сухой погодѣ и ясномъ небѣ. Метеорологическій характеръ областей высокаго давленія въ переходныя времена года (весна и осень) зависитъ отъ мѣста образованія антициклона; если антициклонъ надвигается съ сѣвера, то приноситъ холодную погоду, которая, въ видѣ волны, медленно подвигается къ югу. Антициклоны, приходящіе съ юга, приносятъ вообще теплую погоду.

Изъ сказаннаго видно, что при составленіи предсказаній погоды для ближайшаго будущаго нужно имѣть данныя объ общемъ состояніи погоды на значительной части земной поверхности. Подобныя данныя, какъ мы видѣли, сообщаются по *телеграфу* въ центральныя учрежденія страны, гдѣ немедленно составляется синоптическая карта. Зная метеорологическія свойства циклоновъ и антициклоновъ, а также вѣроятный путь ихъ поступательнаго движенія, можно предсказать предстоящія измѣненія погоды для тѣхъ мѣстъ, которыя лежатъ на предполагаемомъ пути циклона или антициклона. Но эти предсказанія только *вѣроятны*, такъ какъ въ настоящее время намъ извѣстны только *среднія* условія, господствующія внутри циклоновъ и антициклоновъ, а между тѣмъ, въ отдѣльныхъ случаяхъ, возможны значительныя отступленія отъ этой средней схемы; съ другой стороны, вопросъ объ истинномъ законѣ поступательныхъ движеній высокихъ и низкихъ давленій остается до сихъ поръ открытымъ. Въ настоящее время наибольшую степень вѣроятности имѣютъ предвидѣнія шторма и вообще силы вѣтра; менѣе вѣроятны предсказанія осадковъ, и совершенно невозможны предсказанія ливней, имѣющихъ слишкомъ мѣстный и ограниченный характеръ. Всѣ эти предсказанія годятся только для *ближайшаго* будущаго (не болѣе, какъ для 48 часовъ). Очевидно, что соображенія, составленныя на основаніи синоптическихъ картъ, не представляютъ *предсказаній* въ строгомъ смыслѣ этого слова. Это не болѣе, какъ *предостереженія* объ обнаруженномъ уже циклонѣ, вѣроятное приближеніе котораго въ ближайшемъ будущемъ угрожаетъ данному мѣсту. На помощь практику, нуждающемуся въ знаніи предстоящихъ измѣненій погоды, является рядъ, такъ называемыхъ, мѣстныхъ признаковъ (мѣстные прогнозы). Цѣлый рядъ полезныхъ указаній могутъ дать оптическія явленія въ атмосферѣ, окраска неба, мерцаніе звѣздъ, оптическая и звуковая прозрачность воздуха, форма и движеніе облаковъ, спектроскопическія и поляриметрическія опредѣленія, шумъ и окраска моря и т. под. [1]).

Предсказанія погоды для ближайшаго будущаго, въ современномъ ихъ состояніи, основаны, какъ мы видѣли, на предварительномъ діа-

---

[1]) Интересно въ этомъ отношеніи краткое дешевое руководство для производства мѣстныхъ прогнозовъ Михельсона. Kleine Sammlung wissenschaftlicher Wetterregeln. Braunschweig. 1906.

гнозѣ атмосферы. Чѣмъ разностороннѣе діагнозъ, чѣмъ совершеннѣе его методы, чѣмъ они объективнѣе, тѣмъ выводы діагноза вѣроятнѣе. Подобно врачу, метеорологъ долженъ принять въ расчетъ всѣ малѣйшія особенности въ состояніи организма атмосферы въ данный моментъ, дабы предвидѣть дальнѣйшія фазы его жизнедѣятельности. Но подобно тому, какъ въ медицинѣ, предвидѣніе дальнѣйшихъ стадій жизнедѣятельности зависитъ не только отъ знанія методовъ, но и отъ умѣнія ихъ примѣнить, отъ наблюдательности и, своего рода, діагностическаго чутья медика, такъ точно и въ метеорологіи дѣльнымъ предсказателемъ можетъ быть лицо, которое не только обладаетъ знаніемъ, но и особой наблюдательностью и чуткостью опытнаго діагноста погоды, тѣмъ болѣе, что *объективные* методы современной метеорологической діагностики не вполнѣ еще надежны. Конечно, наука, хотя медленно, но постепенно подвигается къ рѣшенію своей конечной практической задачи — предсказанію погоды на основаніи точныхъ *объективныхъ* признаковъ. Несомнѣнно, что къ этой цѣли мы приблизимся быстро, если передъ глазами нашими откроется полная картина жизни атмосферы *во всей ея совокупности*. Въ сентябрѣ 1905 года въ Люттихѣ состоялся международный конкурсъ по предсказанію погоды. Премія присуждена Гильберу. Отсылая интересующихся этимъ вопросомъ къ полному отчету о методѣ Гильбера [1]), приводимъ здѣсь лишь его основныя положенія. Подъ *нормальнымъ* вѣтромъ Гильберъ понимаетъ такой, сила котораго, опредѣленная по 9-тибалльной шкалѣ, соотвѣтствуетъ градіенту. При градіентѣ

въ 1 *мм* нормальный вѣтеръ = 2 (слабый),
» 2 » » » = 4 (умѣренный),
» 3 » » » = 6 (сильный),
» 4 » » » = 8 (очень сильный).

Всякія иныя значенія силы вѣтра, не соотвѣтствующія этимъ нормамъ, называются *анормальными* (анормально сильные или анормально слабые). Первое правило Гильбера заключается въ слѣдующемъ. Если депрессія, надвинувшись на материкъ, вызоветъ встрѣчные вѣтры *анормально большой силы*, то въ этомъ случаѣ поступательное движеніе ея прекратится: она сдѣлается стаціонарной или даже направится обратно въ океанъ. Такая депрессія, очевидно, черезъ болѣе или менѣе короткое время, сгладится вполнѣ или отчасти. Частный случай представится, когда анормально сильные вѣтры возникнутъ на всей периферіи депрессіи (случай этотъ Гильберъ наз. сжатіемъ циклона); въ этомъ случаѣ депрессія сгладится на мѣстѣ въ теченіе ближайшихъ 24 или даже 12 часовъ. Напротивъ того, если при появленіи депрессіи будутъ

[1]) См. Brunhes. Raport sur le concour de prévisions du temps. Извлеченіе въ №№ 2 и 3 «Метеорол. Вѣстника» 1908 г.

наблюдаться *анормально слабые* вѣтры, то такая депрессія углубится, и даже слабая депрессія въ этомъ случаѣ можетъ превратиться въ бурю. Депрессія направляется всегда къ областямъ, гдѣ сопротивленіе наименьшее. Областью наименьшаго сопротивленія Гильберъ называетъ зону, гдѣ въ данный моментъ господствуютъ анормально слабые или расходящіеся вѣтры. Подъ именемъ вѣтровъ расходящихся, кромѣ вѣтровъ, въ буквальномъ смыслѣ слова расходящихся, т. е. идущихъ отъ какого-либо центра въ разныя стороны (какъ это свойственно антициклонамъ), Гильберъ разумѣетъ движенія, или идущія отъ центра области низкаго давленія, или огибающія эту область по направленію вращенія стрѣлки часовъ. Въ частномъ случаѣ, когда соединяется то и другое, получаемъ вѣтеръ прямо противоположный тому, что слѣдовало бы ожидать въ циклонѣ. Повышеніе давленія идетъ по направленію, перпендикулярному къ анормально сильному вѣтру, и именно справа налѣво, такъ что сильные вѣтры вызываютъ повышеніе давленія слѣва. Такимъ образомъ, наибольшія измѣненія давленія придутся на прямой линіи, перпендикулярной къ анормально сильному вѣтру: повышеніе слѣва, пониженіе — справа.

Предсказаніе погоды на долгій срокъ. Въ послѣднее время явились попытки, эмпирическимъ путемъ, отыскать такія явленія, которыя могутъ дать признаки будущей погоды за болѣе *длинный* срокъ (за недѣли и мѣсяцы впередъ). При этомъ исходили вообще изъ того положенія, что атмосфера, взятая въ ея цѣломъ, представляетъ организмъ, живущій одной общей жизнью. Если въ извѣстной части этого цѣлаго происходятъ какіе-либо интенсивные процессы, то они не могутъ не отразиться на жизнедѣятельности другихъ частей того же организма; напримѣръ, усиленіе осадковъ или вихревой дѣятельности въ одномъ районѣ можетъ отразиться соотвѣтствующимъ видоизмѣненіемъ ея въ другой мѣстности. Съ другой стороны, всякое явленіе имѣетъ свой подготовительный періодъ. Задачи наблюденій заключаются въ томъ, чтобы открыть *формы* этого подготовительнаго періода и продолжительность ихъ, такъ сказать, инкубаціоннаго періода.

Извѣстно, что основной характеръ погоды зависитъ отъ распредѣленія атмосфернаго давленія, измѣреннаго барометромъ. Въ виду этого Бебберъ пытался сгруппировать различныя формы распредѣленія давленія по типамъ и опредѣлить продолжительность, устойчивость и распредѣленіе каждаго типа въ пространствѣ и, если возможно, послѣдовательность ихъ во времени. Метеорологи Индіи подмѣтили, что, если зимою замѣчаются обильные снѣга на Гиммалаяхъ, то въ Индостанѣ наступаетъ засуха и голодъ. Въ параллель съ этимъ Гильдебрандсонъ нашелъ противоположность между количествомъ осадковъ, выпадающихъ въ Сибири съ октября по мартъ, съ дождливостью непосред-

ственно слѣдующаго періода въ Индіи. Наблюденія юго-восточнаго пассата въ Индійскомъ океанѣ указали на связь, существующую между развитіемъ этого пассата и развитіемъ лѣтняго водоноснаго муссона Индіи. Шведскій гидрографъ Петтерсонъ нашелъ связь между теплотой Норвежскаго моря и температурой Скандинавскаго полуострова. По изслѣдованіямъ Мейнардуса, эти колебанія температуры на берегахъ Норвегіи, съ опозданіемъ на 4—5 мѣсяцевъ, отражаются въ Германіи. Германскій географъ Хабенихтъ пытался найти связь между числомъ ледяныхъ горъ, принесенныхъ въ область Гольфштрема, и средними температурами Европы. Метеорологъ Шау обнаружилъ, что сильное развитіе юго-восточнаго пассата въ южной части Атлантическаго океана сопровождается необыкновенно большимъ выпаденіемъ осадковъ въ южной Англіи. Гаригу Лагранжъ сдѣлалъ попытку изучить одновременное состояніе давленія и послѣдовательныя его стадіи на пространствѣ всего сѣвернаго полушарія (Annuaire de la Société Météorologique de France. Novembre 1905 et mars 1906). Составленныя имъ карты обнаруживаютъ двѣ области слабыхъ давленій, раздѣленныя двумя областями высокихъ давленій. Въ началѣ зимы одна область высокихъ давленій покрываетъ почти всю Европу и переднюю Азію до параллели Персидскаго залива. Другой максимумъ, небольшихъ размѣровъ, находится у береговъ Калифорніи. Одинъ минимумъ захватываетъ восточные берега С. Америки и западную часть Атлантическаго океана. Другой минимумъ находится надъ Беринговымъ моремъ. Мало-по-малу первый максимумъ начинаетъ медленно отодвигаться къ *ВЮВ*-ку, такъ что къ срединѣ зимы захватываетъ уже Аравію и Египетъ; второй максимумъ усиливается, расширяясь въ то же время къ сѣверу. Минимумы раздвигаются: первый минимумъ отходитъ къ востоку, а второй— къ западу. Со второй половины года наступаетъ обратное движеніе всѣхъ барометрическихъ областей. Въ этихъ движеніяхъ можно видѣть своего рода біенія пульса одного цѣлаго организма земной атмосферы.

Пытались, далѣе, подойти къ рѣшенію вопроса о предсказаніи погоды съ другой стороны, а именно, изучить *послѣдовательность* въ измѣненіяхъ погоды во времени. Пробовали выразить эту послѣдовательность двумя законами, указанными на стр. 231.

Наблюденія показали, что первый законъ дѣйствительно имѣетъ мѣсто; онъ получилъ названіе закона «метеорологической инерціи». На основаніи этого закона, въ атмосферѣ является своего рода стремленіе къ удержанію разъ установившагося характера погоды. Что касается 2-го закона, то оказалось, что, по крайней мѣрѣ, *въ предѣлахъ одного года* такой компенсаціи не существуетъ, и что примѣты въ родѣ «холодная зима влечетъ за собою жаркое лѣто или обратно» далеко не всегда оправдываются. Можно допустить, что компенсація во времени

существуетъ, но продолжительность ея періода не опредѣлена. Въ предѣлахъ же *одного* года скорѣе можно подмѣтить законъ метеорологической инерціи. Но если подмѣчается, какая бы-то ни было, компенсація во времени, то отсюда естественно возникаетъ вопросъ: не существуетъ ли въ явленіяхъ погоды стремленія къ *многолѣтней періодичности?* Если такая періодичность дѣйствительно имѣетъ мѣсто, то она можетъ дать основаніе для составленія общей характеристики погоды извѣстнаго періода на долгій срокъ впередъ. Изслѣдованіе періодичности составляло всегда любимую тему метеорологовъ. Такъ, связывали явленія погоды съ обращеніемъ солнца около оси, съ 11 лѣтнимъ періодомъ солнечныхъ пятенъ, съ 19-лѣтнимъ луннымъ цикломъ и т. д. Всѣ эти изслѣдованія о періодичности, представляя несомнѣнный теоретическій интересъ, мало подвинули практику предсказаній. Дѣло въ томъ, что періодичности въ большинствѣ случаевъ прослѣжены на незначительномъ сравнительно числѣ періодовъ и, кромѣ того, выступаютъ, какъ результатъ комбинаціи наблюденій по методу среднихъ чиселъ. Въ отдѣльныхъ же случаяхъ періодичность эта замаскирована массой возмущающихъ факторовъ.

Но особенно много изслѣдованій посвящено было вопросу о вліяніи луны. Импульсомъ для подобныхъ изслѣдованій служилъ какъ теоретическій интересъ вопроса и несомнѣнно вызываемое луной явленіе прилива и отлива, такъ и масса народныхъ примѣтъ, суевѣрій и даже поэтическихъ сказаній, связанныхъ съ этимъ ночнымъ свѣтиломъ. Литература вопроса громадна, но вопросъ и до настоящаго времени остается открытымъ.

Вліяніе луны можетъ быть вызвано ея радіаціей или силами тяготѣнія. Но радіація луны, какъ извѣстно, настолько незначительна, что не можетъ быть принята во вниманіе при учетѣ теплового состоянія земной поверхности и нижнихъ слоевъ земной атмосферы. Остается, слѣдовательно, сила ея тяготѣнія. Какъ извѣстно, эта сила производитъ деформацію жидкой оболочки и вызываетъ явленіе прилива и отлива. Несомнѣнно, что и воздушная оболочка подвергается также приливному дѣйствію луны, и въ ней вѣроятны подобныя же деформаціи. Высота и время наступленія прилива измѣняются съ относительнымъ положеніемъ луны и солнца. По аналогіи заключали, что разнообразныя явленія погоды должны также зависѣть отъ взаимнаго положенія этихъ же свѣтилъ; отсюда рядъ изысканій о вліяніи различныхъ фазъ и положеній луны на элементы погоды. Результаты оказались въ высшей степени разнорѣчивы. Напримѣръ, по изслѣдованіямъ однихъ, новолуніе разсѣиваетъ облака и дождь и влечетъ за собою хорошую и ясную погоду; по изысканіямъ другихъ, имѣетъ мѣсто совершенно обратное явленіе. Да иначе и быть не можетъ. Если бы, напримѣръ,

повсемѣстно получилось, что новолуніе влечетъ за собою ясную погоду, то это былъ бы явный nonsens. Вѣдь новолуніе бываетъ одновременно для всего земного шара: слѣдовательно, на основаніи подобнаго результата, пришлось бы допустить, что на всемъ земномъ шарѣ, въ день новолунія, отсутствуютъ облака, что невозможно, такъ какъ опредѣленныя условія погоды являются лишь результатомъ перераспредѣленія на земномъ шарѣ извѣстнаго запаса тепла, извѣстнаго количества влаги и т. п. Очевидно, что если луна имѣетъ вліяніе на жизнь нашей атмосферы, дѣйствіемъ ли своей радіаціи или своего тяготѣнія, то, конечно, это вліяніе должно выразиться болѣе или менѣе глубокими измѣненіями въ общей циркуляціи атмосферы, т. е. образованіемъ, своего рода, атмосферныхъ волнъ, измѣненіемъ напряженности и направленія поступательныхъ движеній циклоновъ, вообще, измѣненіемъ въ сферѣ вихревой дѣятельности, которой обусловливается физическая жизнь нашей атмосферы. Но измѣненія въ распредѣленіи вихревой дѣятельности, выражающіяся въ измѣненіи путей и напряженности циклоновъ, могутъ въ одномъ мѣстѣ вызвать штормъ, въ другомъ—ясную погоду, въ третьемъ — осадки. Слѣдовательно, вопросъ о вліяніи луны наблюдательнымъ путемъ можетъ быть рѣшенъ только тогда, когда у насъ будетъ реставрирована полная картина жизнедѣятельности атмосферы во всей ея совокупности. Изслѣдованія же вліянія луны, произведенныя для отдѣльныхъ мѣстъ, не могутъ имѣть общаго характера и не могутъ повести къ открытію общихъ законовъ.

Повторяемъ, *одновременное изученіе всей атмосферы* должно составить одну изъ существеннѣйшихъ задачъ въ ближайшемъ будущемъ.

XX.

Динамика океановъ.

Опредѣленіе направленія и скорости океаническихъ теченій. Массы *океаническихъ* водъ находятся въ постоянномъ движеніи. Двѣ главныя формы движеній особенно рѣзко бросаются въ глаза: *колебательное*, при которомъ только измѣненіе *формы* поверхности передается иногда на значительныя разстоянія (волны), и *поступательное*, при которомъ массы воды перемѣщаются по извѣстному направленію (морскія теченія).

Существуетъ нѣсколько методовъ для опредѣленія направленія и скорости морскихъ теченій. Наиболѣе распространенный способъ — это

путешествіе бутылокъ или поплавковъ. Способъ этотъ заключается въ выбрасываніи бутылокъ (или поплавковъ), въ которыя вложены записки съ точнымъ обозначеніемъ времени и мѣста ихъ погруженія и съ просьбой нашедшаго доставить записку въ одно изъ центральныхъ гидрографическихъ учрежденій. Допускаютъ, что линія, соединяющая точку погруженія бутылки съ точкою ея нахожденія, представляетъ вѣроятный путь, а протекшее время даетъ понятіе о скорости преобладающаго теченія. Существуетъ и другой способъ. Моряки, при помощи извѣстныхъ гидрографическихъ промѣровъ, имѣютъ возможность судить о направленіи и длинѣ пройденнаго во время плаванія пути. Съ другой стороны, производимыя ежедневно астрономическія опредѣленія даютъ истинное положеніе судна. Разность между этими двумя результатами опредѣленій приписываютъ дѣйствію теченій. Можно также прослѣдить извѣстное теченіе съ значительной степенью точности по плотности и температурѣ воды. Термометрическія опредѣленія, напримѣръ, дали возможность прослѣдить теплыя теченія Гольфштрема до Карскаго моря и даже далѣе къ востоку. Но единственное надежное средство опредѣлять дѣйствительное теченіе въ данное время и въ данномъ мѣстѣ заключается въ непосредственныхъ измѣреніяхъ движенія воды при помощи поплавковъ, пущенныхъ съ неподвижной точки, напримѣръ, съ корабля, стоящаго на якорѣ.

Общее обозрѣніе теченій. Приложенная при этой книгѣ карта морскихъ теченій составлена Шоттомъ. Красной краской отмѣчены воды болѣе низкихъ широтъ, перемѣщающіяся въ болѣе высокія широты; синей — воды болѣе высокихъ широтъ, переносимыя къ экваторіальной области. Нетрудно видѣть, что океаническія теченія расположены въ отдѣльныхъ океанахъ по одной общей схемѣ. Обратимся къ Атлантическому океану. По обѣ стороны экватора, приблизительно между экваторомъ и 40° с. и ю. ш., существуютъ два огромныхъ водоворота, вращающихся въ сѣверномъ полушаріи по часовой стрѣлкѣ, а въ южномъ — противъ часовой стрѣлки. Водовороты эти раздѣлены между собой экваторіальнымъ контръ-теченіемъ (Гвинейское теченіе). Экваторіальныя вѣтви этихъ водоворотовъ называются *экваторіальными* теченіями (сѣверное и южное). У мыса Рока южное экваторіальное теченіе раздѣляется на двѣ вѣтви: одна вѣтвь идетъ вдоль юго-восточнаго берега Южной Америки, а другая — направляется къ сѣверо-западу и, слившись съ сѣвернымъ экваторіальнымъ теченіемъ, идетъ частью сѣвернѣе Вестъ-Индскихъ острововъ, а частью входитъ въ Караибское море и Мексиканскій заливъ. Обойдя Мексиканскій заливъ, теченіе это вытѣсняется черезъ Флоридскій проливъ и идетъ вдоль береговъ Америки подъ именемъ *Гольфштрема*, отклоняясь все болѣе и болѣе къ востоку. Посреди Атлантическаго океана, на меридіанѣ, лежащемъ подъ 40° з. д. отъ

Гринвича, эта океаническая рѣка раздѣляется, въ свою очередь, на двѣ вѣтви: одна поворачиваетъ къ востоку, юго-востоку и замыкаетъ сѣверный круговоротъ; другая вѣтвь направляется къ берегамъ Европы, и струйки этого теплаго теченія можно прослѣдить далеко на сѣверѣ. Южное экваторіальное теченіе около 40^0 ю. ш. направляется къ востоку, пересѣкаетъ океанъ и замыкаетъ южный водоворотъ. Симметричное расположеніе имѣютъ теченія Тихаго океана. Здѣсь мы видимъ тѣ же два водоворота, къ сѣверу и къ югу отъ экватора, раздѣленные экваторіальнымъ контръ-теченіемъ. Аналогично Гольфштрему и здѣсь существуетъ теплый рукавъ, направленный къ сѣверо-востоку, къ берегамъ Сѣв. Америки (Куро-Сиво). Въ Индійскомъ океанѣ очень ясно выраженъ южный водоворотъ и экваторіальное контръ-теченіе. Въ сѣверной части правильность явленія сильно видоизмѣнена присутствіемъ суши, далеко выдвинутой къ югу (Индія, Индо-Китай), а также вліяніемъ періодически смѣняющихся вѣтровъ (муссоновъ).

Болѣе высокія широты даютъ начало другой системѣ теченій. Въ южномъ полушаріи, поверхность котораго однообразнѣе, система теченій гораздо проще. Огромныя массы воды перемѣщаются съ запада на востокъ, въ открытомъ океанѣ слегка отклоненныя влѣво; эти воды питаютъ Перуанское или Гумбольтово теченіе у западныхъ береговъ южной Америки, южно-африканское и западно-австралійское. Система теченій сѣвернаго полярнаго пояса гораздо сложнѣе. Въ Атлантическомъ океанѣ холодныя воды тянутся вдоль восточныхъ береговъ Гренландіи; изъ Девисова пролива выходитъ тоже вѣтвь, которая частью идетъ вдоль берега Америки (Лабрадорское теченіе), а частью встрѣчаетъ почти подъ прямымъ угломъ воды Гольфштрема и, обладая большей плотностью, опускается подъ теплыя, но болѣе соленыя воды Гольфштрема. Такимъ образомъ, сѣвернѣе 50^0 с. ш. мы видимъ на картѣ второй водоворотъ, во́ды котораго движутся противъ часовой стрѣлки. Въ Тихомъ океанѣ, вслѣдствіе мелководія и незначительной ширины Берингова пролива, не существуетъ интенсивныхъ теченій, выходящихъ изъ Арктическаго океана. Источникомъ холодныхъ водъ, текущихъ вдоль восточныхъ береговъ Азіи, является Охотское море.

Среди отдѣльныхъ теченій особенно заслуживаетъ вниманія Гольфштремъ. Это теченіе обтекаетъ южную оконечность Флориды и изливается въ Атлантическій океанъ. Первоначально теченіе имѣетъ скорость 2.6 *м* въ 1 секунду при ширинѣ въ 59 *км* и глубинѣ въ 366 *м*. Отъ 30^0 с. ш. скорость и вертикальная мощность теченія уменьшаются, а ширина его увеличивается. На широтѣ мыса Гатераса ширина достигаетъ 139 *км*, а глубина равна 183 *м*. На правой сторонѣ теченіе имѣетъ бо́льшую мощность, чѣмъ на лѣвой. Воды Гольфштрема характеризуются высокой температурой:

	Мартъ	Сентябрь.
у истоковъ Гольфштрема	25^0	30^0
на широтѣ мыса Гатераса	23^0	29^0
подъ 40^0 с. ш.	19^0	26^0

Гольфштремъ, по мѣрѣ перемѣщенія къ сѣверу, раздѣляется на отдѣльныя вѣтви, перемежающіяся холодными полосами.

Происхожденіе океаническихъ теченій. Предложено было нѣсколько теорій для объясненія происхожденія океаническихъ теченій. Раньше предполагали, что разность температуръ и плотностей сосѣднихъ океаническихъ водъ является главной силой, поддерживающей морскія теченія. Это мнѣніе получило особое распространеніе благодаря американскому ученому Мори. И дѣйствительно, намъ уже извѣстно (стр. 77 и 78), что разностью плотностей объясняется происхожденіе двойной циркуляціи водъ (верхней и нижней) въ проливахъ, соединяющихъ два водоема, наполненные водою различной плотности (Гибралтарскій, Константинопольскій, Бабельмандебскій, Бельты и Зундъ). Разность плотностей даетъ также импульсъ общему обмѣну океаническихъ водъ между полюсами и экваторомъ, циркуляціи, обусловливающей весьма низкія температуры, которыя мы встрѣчаемъ на глубинахъ океановъ, даже въ тропическихъ ихъ частяхъ. Но разность плотностей не можетъ объяснить происхожденія теченій, идущихъ по параллелямъ (экваторіальныя, Гвинейское), а также холодныхъ теченій, омывающихъ берега Гренландіи и направляющихся отъ полюса къ экватору.

Существовало нѣкогда мнѣніе, что океаническія теченія обусловлены вращеніемъ земли около оси отъ запада къ востоку. Воды океановъ, какъ несвязанныя неизмѣняемымъ образомъ съ твердой корой, отстаютъ при этомъ вращеніи и, такимъ образомъ, получается видимое движеніе ихъ отъ востока къ западу (экваторіальныя теченія). Но очевидно, что теорія эта совершенно не имѣетъ подъ собою почвы: 1) вся земля съ ея водной и воздушной оболочками вращается около оси, какъ одно цѣлое съ одинаковой вездѣ угловой скоростью; 2) такое отставаніе, если оно существуетъ, должно обнаруживаться во всѣхъ широтахъ, другими словами, во всѣхъ широтахъ должно быть общее стремленіе водъ отъ востока къ западу; между тѣмъ мы видѣли, что между экваторіальными теченіями существуетъ контръ-теченіе, идущее съ запада на востокъ; наконецъ, 3) вращеніемъ земли около оси совершенно нельзя объяснить теченій, имѣющихъ меридіональное направленіе.

Но если вращеніемъ земли около оси нельзя объяснить происхожденія океаническихъ теченій, то нетрудно показать, что этотъ факторъ можетъ извѣстнымъ образомъ *видоизмѣнять* существующія уже теченія. Раньше было доказано (стр. 244), что вслѣдствіе вращенія земли

около оси, въ связи съ ея шарообразнымъ видомъ, всякое тѣло, движущеесся вдоль земной поверхности, стремится уклониться въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ — влѣво отъ первоначальнаго направленія. Ускореніе этой силы $f = 2\omega v sin\varphi$. Изъ этой формулы видно, что если $v = o$, то и $f = o$, т. е. сила эта не можетъ быть *движущей* силой, а является только *отклоняющей*. Вслѣдствіе отклоняющаго дѣйствія земли общее стремленіе поверхностныхъ водъ, отъ экватора къ полюсамъ, переходитъ постепенно въ сѣверномъ полушаріи — изъ южнаго въ юго-западное, а въ южномъ — изъ сѣвернаго въ сѣверо-западное. Теченіе, идущее въ сѣв. полуш. отъ востока къ западу, отклоняется постепенно въ юго-восточное, южное и юго-западное, западное и т. д.

Изслѣдованія Витте. Вліяніе вращенія земли около оси можетъ проявиться еще въ одной формѣ. Представимъ себѣ теченіе въ каналѣ. Пусть (рис. 131) $ABCD$ — вертикальное сѣченіе канала, ширина котораго $MN = a$. Вода движется равномѣрно въ каналѣ со скоростью v отъ насъ къ плоскости чертежа. Пусть MN — горизонтальная поверхность воды въ состояніи ея покоя. Возьмемъ на поверхности MN какую-нибудь, частицу m. На эту частицу дѣйствуютъ двѣ силы: сила тяжести mo и отклоняющая сила mk, зависящая отъ вращенія земли около оси. Равнодѣйствующая этихъ двухъ силъ выразится линіей mn. Очевидно, что свободный уровень, нормальный къ направленію равнодѣйствующей mn, долженъ принять положеніе EE', т. е. онъ подымется у праваго берега и опустится у лѣваго. Пусть уголъ $E'EF = \alpha$. Изъ треугольниковъ $EE'F$ и mkn:

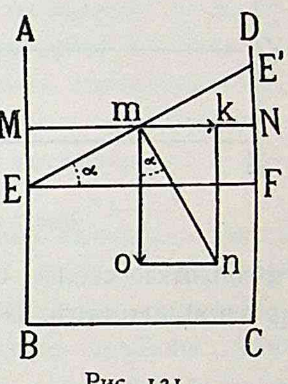


Рис. 131.

$$E'F : EF = mk : mo,$$

или

$$E'F = \frac{2a\omega v sin\varphi}{g}$$

и

$$tg\alpha = \frac{E'F}{a} = \frac{2\omega v sin\varphi}{g}. \qquad (121)$$

Итакъ, уровень воды у праваго берега канала долженъ быть выше, чѣмъ у лѣваго.

Нѣмецкій ученый Витте дѣлаетъ еще одинъ шагъ на пути примѣненія закона вращенія земли около оси. Представимъ себѣ (рис. 132, стр. 328) вертикальное сѣченіе $ABCD$ канала, въ которомъ находятся двѣ жидкости различной плотности; плотность нижней жидкости равна s, а верхней — s'; ширина канала — a; скорость движенія верхней жидкости равна v; а нижняя жидкость находится въ покоѣ. Допустимъ

далѣе, что EE' представляетъ поверхность, раздѣляющую эти двѣ жидкости, а BC — поверхность одинаковаго давленія. Направленіе теченія — прежнее, т. е. отъ насъ къ плоскости чертежа. Вслѣдствіе вращенія земли около оси, уровень FF' наклонится и приметъ положеніе GG'. Очевидно, что давленіе на точку E' теперь больше, чѣмъ на E; поэтому уровень EE' не сохранитъ прежняго положенія: онъ пріиметъ положеніе HH', т. е. подымется у лѣваго берега и опустится у праваго. Нетрудно опредѣлить уголъ наклона $HH'K = \beta$. Если BC попрежнему останется поверхностью одинаковаго давленія, необходимо, чтобы давленіе столба GB равнялось давленію столба $G'C$. Въ точкахъ B и C представимъ себѣ два вертикальныхъ столба GB и $G'C$, основанія которыхъ равны одной квадратной единицѣ. Вѣса этихъ столбовъ выразятся:

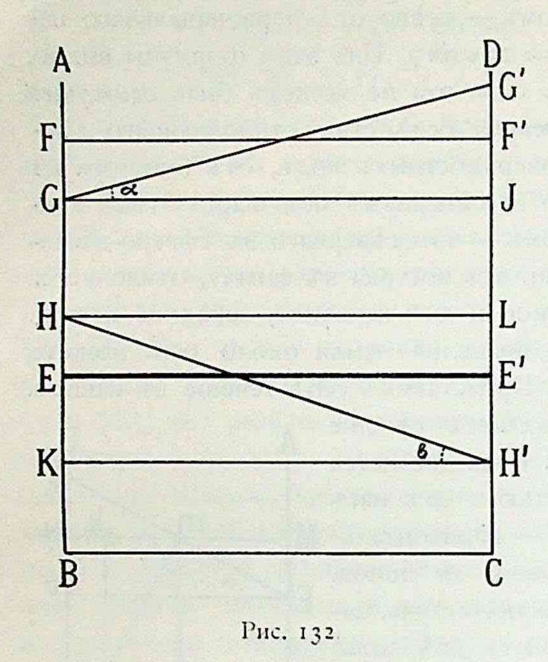


Рис. 132

$$GB = BK.s + KH.s + HG.s',$$

$$G'C = CH'.s + H'L.s' + LJ.s' + JG'.s'.$$

Для равновѣсія нужно, чтобы

$$GB = G'C,$$

или послѣ сокращеній

$$KH.s = H'L.s' + JG'.s'.$$

Дѣля обѣ части на ширину канала a:

$$s\,tg\,\beta = s'\,tg\,\beta + s\,tg\,\alpha,$$

откуда

$$tg\,\beta = \frac{s}{s - s'}\,tg\,\alpha. \qquad (122)$$

Примѣнимъ эту формулу къ частному случаю. Воды Гольфштрема представляютъ теченіе извѣстной ширины; подъ ложемъ Гольфштрема находятся воды болѣе холодныя и болѣе плотныя, которыя почти неподвижны. Подъ 25^0 с. ш. скорость $v = 2$ *м* въ секунду, ширина $a = 75$ *км*, а разность плотностей $s_1 - s = 0.003$. По формулѣ (121) $tg\,\alpha = 1''$, и поднятіе праваго берега равно 46 *см*. Подставляя эти

числа въ формулу (122), найдемъ $\beta = 7' 13''$ и поднятіе пограничнаго слоя съ лѣвой стороны 198 *м*. Наблюденія же показали, что въ этомъ мѣстѣ Гольфштрема вода, имѣющая 10^0 температуры, находится на правой сторонѣ на глубинѣ 480 *м*, а съ лѣвой на глубинѣ 280 *м*; разность уровней составляетъ 200 *м*. Эта подступающая вода ложа Гольфштрема, вмѣстѣ съ продолженіемъ Лабрадорскаго теченія, образуетъ холодную стѣну у береговъ Америки. Подобное выступаніе холодной воды замѣчается даже во временныхъ теченіяхъ. Въ Одессѣ, напримѣръ, если дуетъ нѣкоторое время юго-западный вѣтеръ, образующій въ береговой полосѣ юго-западное теченіе, то у береговъ Одессы температура воды сильно понижается, такъ какъ мы находимся въ это время съ лѣвой стороны теченія. Относительно вывода Витте замѣтимъ, что все явленіе слѣдуетъ разсматривать не со статической, а съ динамической стороны. Вращеніе земли около оси способствуетъ скопленію воды съ правой стороны канала. Такъ какъ давленіе на извѣстной глубинѣ съ правой стороны увеличится, то на этой глубинѣ явится стремленіе водъ отъ праваго берега къ лѣвому. Эта циркуляція вызоветъ компенсаціонные вертикальные токи, нисходяшіе съ правой и восходящіе съ лѣвой стороны.

Аналитическія работы Цепприца. Еще Франклинъ высказалъ мысль, что океаническія теченія обусловлены воздушными теченіями. Но противъ вѣтровой теоріи теченій выдвинуты были нѣкоторыя возраженія. Указывали, что вѣтеръ можетъ привести въ движеніе поверхностные слои лишь незначительной мощности, между тѣмъ нѣкоторыя теченія простираются вглубь на десятки и сотни метровъ. Ферелль, вычисливъ количество движенія экваторіальнаго теченія (произведеніе изъ массы движущейся воды на ея скорость), нашелъ, что полученная величина во много сотенъ разъ больше количества движенія, заключающагося въ воздухѣ пассатовъ; между тѣмъ невозможно допустить, чтобы слѣдствіе было количественно больше причины. Но это замѣчаніе неубѣдительно. Дѣло въ томъ, что импульсивная сила вѣтра поддерживается вѣка и тысячелѣтія, вслѣдствіе чего дѣйствіе ея аккумулируется, и, въ настоящее время, теченія достигли состоянія, близкаго къ стаціонарному; при подобныхъ же условіяхъ дѣйствіе внѣшнихъ силъ сводится лишь къ преодолѣнію сопротивленій, а не къ преодолѣнію инерціи. Вѣтровая теорія стала на совершенно прочную почву послѣ того, какъ появились въ печати замѣчательныя работы Цепприца, основанныя на уравненіяхъ гидродинамики. Представимъ себѣ безграничную водную массу опредѣленной глубины h. Разрѣжемъ ее мысленно на рядъ безконечно тонкихъ горизонтальныхъ слоевъ. Положимъ, что поверхностный слой приводится въ горизонтальное движеніе какой-нибудь силой, касательной къ поверхности жидкости. Благодаря внутреннему тренію,

движенiе поверхностнаго слоя передается второму слою, отъ второго къ третьему и т. д. Если движущая сила дѣйствуетъ безконечно долгое время, то вся масса, до самаго дна, приходитъ въ стацiонарное движенiе, не зависящее отъ времени и коэффицiента тренiя. Каждый слой прiобрѣтаетъ постоянную скорость, зависящую только отъ его глубины. Если черезъ ω_0 обозначимъ скорость поверхностнаго слоя, ω_x — скорость слоя, лежащаго на глубинѣ x, то законъ распредѣленiя скоростей, при стацiонарномъ состоянiи водной массы, выразится слѣдующей простой формулой:

$$\omega_x : \omega_0 = (h - x) : h, \qquad (123)$$

т. е. скорости убываютъ отъ ω_0 до нуля. Но если стацiонарное состоянiе не достигнуто, то скорость, съ которой передается движенiе нижнимъ слоямъ, вполнѣ зависитъ отъ коэффицiента внутренняго тренiя. Если принять, согласно опытамъ Мейера, что коэффицiентъ вязкости морской воды равенъ 0.0144, то оказывается, что необходимо 239 лѣтъ для того, чтобы на глубинѣ 100 *м* скорость сдѣлалась равной $\frac{1}{2}\omega_0$. На той же глубинѣ скорость будетъ равна $\frac{1}{10}\omega_0$ черезъ 41 годъ. Вообще, если t_1 есть время, необходимое для того, чтобы на глубину x_1 достигла опредѣленная скорость v, а t_2 — время, нужное для того, чтобы на глубину x_2 достигла та же скорость v, то

$$\frac{x_1}{x_2} = \frac{\sqrt{t_1}}{\sqrt{t_2}}. \qquad (124)$$

Мы видѣли, что черезъ 41 годъ на глубинѣ 100 *м* скорость достигаетъ $\frac{1}{10}\omega_0$. На основанiи уравненiя (124) та же скорость на глубинѣ 10 *м* наступитъ черезъ 0.41 года, а на глубинѣ 1000 *м* черезъ 4100 лѣтъ. Изъ этого видно, какъ медленно передается скорость вглубь, а потому нижнiе слои могутъ продолжать свое движенiе, хотя бы верхнiе получили временно противоположное теченiе. Если глубина океана равна 4000 *м*, то скорость на глубинѣ 2000 *м* будетъ:

черезъ	10 000 лѣтъ.	0.037 ω_0
»	100 000 »	0.461 ω_0
»	200 000 »	0.498 ω_0

Послѣдняя скорость 0.498 ω_0 уже довольно близка къ окончательной скорости при стацiонарномъ состоянiи. Если скорости поверхностнаго слоя перiодически измѣняютъ свое направленiе, переходя изъ прямого въ обратное, то такiя же перiодическiя измѣненiя скорости передаются

вглубь съ постепенно уменьшающейся амплитудой. Напримѣръ, при *годовомъ* періодѣ въ измѣненіяхъ направленія скорости, на глубинѣ 10 *м* амплитуда колебаній (скоростей) составляетъ $\frac{1}{13.5}$ амплитуды на поверхности. Вообще, если глубины x_1, x_2, x_3 и x_4 составляютъ ариѳметическую прогрессію, то амплитуды Θ_1, Θ_2, Θ_3 и Θ_4 составятъ прогрессію геометрическую, иначе говоря, если

$$x_4 - x_3 = x_2 - x_1,$$

то

$$\Theta_4 : \Theta_3 = \Theta_2 : \Theta_1.$$

При годовомъ періодѣ измѣненія скоростей, глубина x_m, до которой дошелъ максимумъ отклоненія, отстоитъ отъ глубины x_n, на которой имѣется одновременно минимумъ отклоненія, на разстояніи 11.9 *м*. Цепприцъ показалъ далѣе, что два смежныхъ теченія обратнаго направленія могутъ двигаться въ безграничномъ морѣ, почти не вліяя другъ на друга: одно теченіе служитъ какъ бы берегомъ для другого. Конечно, всѣ эти выводы имѣютъ мѣсто лишь при тѣхъ простѣйшихъ допущеніяхъ, которыя положены въ основу теоріи Цепприца: безграничность воднаго пространства, а слѣдовательно неразрывность движущагося верхняго слоя, отсутствіе преградъ и т. п. Въ дѣйствительности же океаны прерываются материками и островами; волненія, перемѣшивая слои, нарушаютъ законъ передачи скоростей; вѣтры измѣняютъ часто свое направленіе и силу. Материки создаютъ естественныя преграды теченіямъ, способствуютъ накопленію

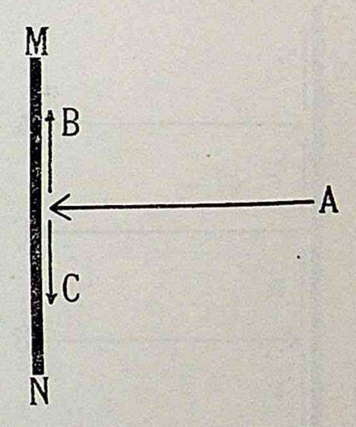


Рис. 133.

водъ въ одной части океана и дефекту ихъ въ другомъ, а также производятъ весьма сложныя компенсаціонныя явленія. Выразить аналитически всѣ эти факторы и ввести ихъ въ формулы невозможно вслѣдствіе ихъ измѣнчивости какъ въ пространствѣ, такъ и во времени. Тѣмъ не менѣе Цепприцъ разсматриваетъ нѣкоторыя изъ этихъ осложненій. Если струя воды *A* (рис. 133) извѣстнаго сѣченія ударяется при своемъ движеніи нормально о неподвижную плоскость *MN*, то она раздѣляется на два равные рукава *B* и *C*, которые направляются вдоль плоскости по противоположнымъ направленіямъ. Если двѣ струи *A* и *B*, равныя и параллельныя (рис. 134, стр. 332), встрѣчаютъ нормально неподвижную плоскость *MN*, то каждая изъ нихъ дѣлится на двѣ; изъ нихъ *D* и *E* направляются вдоль плоскости, а другія двѣ *F* и *K* образуютъ контръ-теченіе *C*. Водное теченіе, входя въ глубокій и обширный заливъ, соединяющійся съ открытымъ океаномъ при по-

средствѣ узкаго пролива, выбрасываетъ, сильный иногда, токъ, движущійся нѣкоторое время на подобіе рѣки въ открытомъ океанѣ, какъ въ ложѣ. Крюммель на опытѣ изучалъ вліяніе различныхъ условій на измѣненіе общаго характера теченій. Опыты производились въ прямоугольномъ сосудѣ, наполненномъ водой. Поверхностное движеніе вызывалось небольшимъ паровымъ пульверизаторомъ, изъ котораго струя пара направлялась на поверхность воды такъ, чтобы, не образуя волнъ, вызвать движеніе со скоростью отъ 0.1 до 0.25 *м* въ сек. При помощи жестяныхъ перегородокъ опредѣлялось вліяніе препятствій на ходъ теченій. При этихъ опытахъ Крюммель получалъ явленія, весьма близкія къ тѣмъ, которыя наблюдаются въ природѣ.

Если мы отъ теоретическихъ изслѣдованій Цепприца перейдемъ къ наблюденіямъ, то замѣтимъ, что между общей схемой океаническихъ теченій и общей схемой воздушныхъ теченій дѣйствительно существуетъ большая аналогія. Достаточно только сравнить и сопоставить карты воздушныхъ и морскихъ теченій. По обѣ стороны экватора существуетъ два круговорота — воздушный и соотвѣтственно ему океаническій, имѣющіе одноименное вращеніе: противоположно часовой стрѣлкѣ въ южномъ полушаріи и по часовой стрѣлкѣ въ сѣверномъ. Экваторіальное теченіе является какъ бы отраженіемъ пассатовъ. Ударяющіяся о материкъ Америки и Азіи воды экваторіальныхъ теченій образуютъ западно-восточное, *компенсаціонное*, контръ-теченіе. Накопляющіяся въ Мексиканскомъ заливѣ воды вытѣсняются черезъ Флоридскій проливъ, образуя могущественную океаническую рѣку Гольфштремъ. Гольфштремъ, переходя въ болѣе высокія широты, теряетъ свою вертикальную мощность и тепловую энергію, разливается на болѣе значительной поверхности и здѣсь въ значительной степени сливается съ тѣмъ общимъ теченіемъ, которое подталкивается преобладающими юго-западными вѣтрами, господствующими въ среднихъ частяхъ Атлантическаго океана.

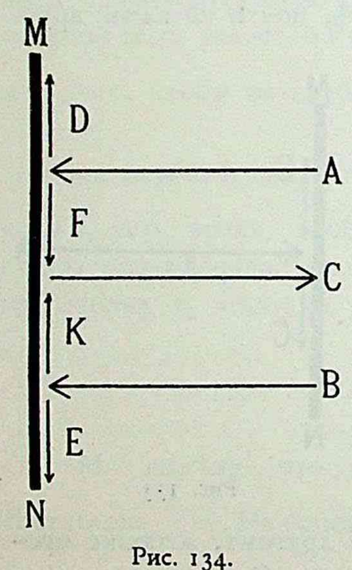


Рис. 134.

Мы видѣли раньше, что на поверхности океановъ существуетъ, вслѣдствіе разности плотностей, общее стремленіе водъ отъ экватора къ полюсу. Въ сѣверномъ полушаріи это стремленіе водъ направлено отъ юго-запада къ сѣверо-востоку. Теперь мы видимъ, что это общее стремленіе получаетъ добавочный импульсъ со стороны господствующихъ здѣсь юго-западныхъ вѣтровъ. Усиленіе поверхностнаго притока водъ отъ экватора къ болѣе высокимъ широтамъ должно вызвать

также усиленіе компенсаціоннаго обратнаго тока по дну и увеличить мощность холодной воды въ нижнихъ ярусахъ океана. Въ южной части Тихаго океана экваторіальное теченіе имѣетъ менѣе отчетливый характеръ; здѣсь оно, благодаря массѣ острововъ, дѣлится на множество отдѣльныхъ струекъ. Въ болѣе высокихъ широтахъ южной части Тихаго океана господствуетъ такъ называемое дрейфовое западное теченіе, соотвѣтствующее преобладающимъ здѣсь западнымъ вѣтрамъ. Вслѣдствіе однообразной водной поверхности это западное теченіе выступаетъ здѣсь рѣзче, чѣмъ въ океанахъ сѣвернаго полушарія. Дѣйствіемъ вѣтровъ, господствующихъ на крайнемъ сѣверѣ отъ сѣвера и сѣверо-запада, объясняется происхожденіе холодныхъ теченій, идущихъ изъ арктическаго океана вдоль восточныхъ береговъ Гренландіи, а также черезъ Дэвисовъ проливъ. Но особенно ярко подтверждается справедливость вѣтровой теоріи теченій теченіями, господствующими въ сѣверной части Индійскаго океана; здѣсь господствуютъ полугодовыя періодическія теченія, соотвѣтствующія муссонамъ. Не подлежитъ сомнѣнію, что различные факторы вліяютъ на ходъ всѣхъ образовавшихся теченій; между этими факторами первое мѣсто принадлежитъ вращенію земли около оси. Вращеніе это рѣзко отклоняетъ теченія отъ первоначальнаго ихъ направленія и, между прочимъ, способствуетъ болѣе отчетливому замыканію тропическихъ водоворотовъ. Вращеніе земли около оси, такъ сказать, прижимаетъ къ берегу Восточно-Гренландское, Лабрадорское, и Охотское теченія; этотъ же факторъ способствуетъ выступанію холодной воды съ лѣвой стороны теченій въ сѣверномъ полушаріи (холодная стѣна, Сѣверо-Африканское) и съ правой стороны въ южномъ полушаріи. Въ сѣверной части Тихаго океана общее стремленіе водъ къ сѣверо-востоку, встрѣчая преграду въ материкѣ Америки, образуетъ южнѣе Аляски новый круговоротъ водъ. Такой же второстепенный круговоротъ водъ, вслѣдствіе встрѣчи противоположныхъ теченій, можно видѣть къ сѣверо-востоку отъ Исландіи. Однимъ словомъ, всѣ мельчайшія детали въ распредѣленіи океаническихъ теченій вполнѣ объясняются вѣтровой теоріей въ связи съ вліяніемъ вращенія земли около оси и образованіемъ компенсаціонныхъ токовъ.

Въ послѣднее время появилась въ печати статья Нансена. Въ этой статьѣ Нансенъ указываетъ на недостатки теоріи Цепприца и высказываетъ мысль, что истинная теорія океаническихъ теченій должна принять во вниманіе въ равной мѣрѣ дѣйствіе вѣтровъ, вращеніе земли около оси и разность температуръ и плотностей. Но эти мысли Нансена не облечены пока въ аналитическую форму.

Структура волны. Если на жидкое тѣло, находящееся въ покоѣ, подѣйствуютъ новыя силы или измѣнятся прежнія, то, вообще говоря, происходитъ измѣненіе уровня, и частицы стремятся прійти въ новое

положеніе равновѣсія. Онѣ подчиняются этому стремленію съ постоянно возрастающей скоростью; эта скорость достигаетъ максимума тогда, когда частицы тѣла проходятъ черезъ новое положеніе равновѣсія; но частицы, достигнувъ этого положенія, не останавливаются; вслѣдствіе инерціи онѣ продолжаютъ свое движеніе; но въ этой фазѣ движеніе постепенно замедляется; когда скорость достигаетъ нуля, частицы начинаютъ двигаться въ обратную сторону и т. д.; вообще, частицы совершаютъ рядъ колебаній около нѣкотораго положенія равновѣсія. Съ теченіемъ времени, амплитуды постепенно уменьшаются, и, наконецъ, движеніе прекращается. Волнообразныя движенія на поверхности океановъ, въ обширномъ значеніи этого слова, могутъ быть вызваны или дѣйствіемъ вѣтра (обыкновенныя океаническія волны), или подводными и прибрежными изверженіями и землетрясеніями (волны весьма длинныя, распространяющіяся на огромное разстояніе и дающія средство для опредѣленія средней глубины океановъ), или, наконецъ, притяженіемъ луны и солнца (приливы и отливы). Отличительный характеръ волнъ на поверхности жидкости заключается въ томъ, что только *форма движенія* передается на значительныя разстоянія. Частицы же жидкости испытываютъ сравнительно небольшія перемѣщенія, какъ по вертикальному такъ и по горизонтальному направленіямъ. Въ справедливости послѣдняго утвержденія не трудно убѣдиться на опытѣ; если мы, на поверхность волнующагося моря, бросимъ поплавокъ, то онъ будетъ подыматься и опускаться, перемѣщаясь вправо и влѣво по горизонтальному направленію около нѣкотораго средняго положенія. Конечно, давленіе вѣтра на выдающуюся изъ воды часть тѣла можетъ сообщить ему поступательное движеніе.

Если разсѣчь волну вертикальной плоскостью, совпадающею съ направленіемъ ея поступательнаго движенія, то получимъ профиль волны; высшая точка профиля называется *горой* или *гребнемъ* волны, а низшая — *долиной;* разстояніе отъ одного гребня до непосредственно слѣдующаго будемъ называть *длиной* волны; разстояніе, считая по вертикальному направленію, между гребнемъ и долиной волны, называется *высотою* волны. Время, нужное для распространенія волны на длину волны, есть періодъ волны. Длина, на которую успѣетъ распространиться волна въ 1 секунду, есть скорость распространенія волны. Изъ вышесказаннаго не трудно заключить, что частицы жидкости во время волненія не имѣютъ непрерывныхъ поступательныхъ движеній; онѣ, очевидно, описываютъ лишь замкнутые пути около нѣкоторыхъ положеній равновѣсія. Представимъ себѣ (рис. 135) рядъ частицъ 1, 2, 3, 4.... 9. Положимъ, что какая-нибудь причина заставила частицу 1 выйти изъ положенія покоя и описывать кругъ по направленію движенія часовой стрѣлки около нѣкотораго центра. Полный оборотъ эта частица со-

вершаетъ, напр., въ одну минуту. Сосѣднія частицы, вслѣдствіе существующихъ между частицами сцѣпленій, не останутся въ покоѣ. Онѣ также придутъ въ движеніе. Допустимъ, что каждая слѣдующая частица начинаетъ свое движеніе позже предыдущей на $^1/_8$ долю минуты; очевидно, что въ то время, какъ первая частица успѣетъ описать полный кругъ, частицы 2, 3, 4,... займутъ положенія 2′, 3′, 4′..., т. е. образуется цѣлая волна, и волнобразное движеніе распространится на одну длину волны. Итакъ, волнообразное движеніе можетъ явиться результатомъ круговыхъ путей частицъ. На гребнѣ частицы проходятъ верхнюю часть пути и движутся въ сторопу распространенія волны, а въ долинѣ—низшую часть пути и перемѣщаются противоположно направленію распространенія волны. Періодъ волны есть время, необходимое для распространенія на одну длину волны, или время, въ теченіе котораго каждая частица описываетъ полный кругъ около нѣкотораго положенія; очевидно также, что діаметръ круга измѣряетъ собою высоту волны. Между

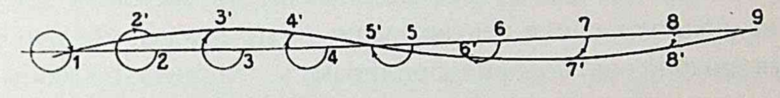


Рис. 135.

элементами волны существуетъ простѣйшее соотношеніе. Если длину волны обозначимъ черезъ λ, высоту — h, періодъ — T, скорость распространенія — v, то $\lambda = vT$.

Передача волнообразнаго движенія вглубь. Перемѣщеніе поверхностныхъ частицъ передается вглубь. Но съ глубиною діаметръ орбитъ постепенно уменьшается. Найдено, что на глубинѣ, равной $^1/_9$ длины волны, діаметръ орбиты уменьшается вдвое и, при увеличеніи глубины въ ариѳметической прогрессіи, діаметръ орбиты убываетъ въ геометрической прогрессіи, такъ что

на глубинѣ . . .	$^1/_9$,	$^2/_9$,	$^3/_9$,	. . .	длины волны
діаметръ орбиты. .	$^1/_2$,	$^1/_4$,	$^1/_8$,	. . .	первоначальной.

Если, напримѣръ, длина волны равна 90 *м*, а высота или діаметръ орбиты на поверхности 3 *м*, то діаметръ орбиты на глубинахъ:

10 метровъ. .	1.5 *м*	50 метровъ. .	0.09 *м*
20 » .	0.75	100 » .	0.003

Вообще, наблюденія показали, что волненіе, при очень высокихъ волнахъ, достигаетъ 100 — 200 *м*; изъ перемѣщеній подводнаго кабеля можно заключить, что замѣтное движеніе достигаетъ даже 1200 и 1800 *м*; Эме въ Средиземномъ морѣ нашелъ весьма сильныя перемѣщенія на глубинѣ 400 *м*. Путемъ опытовъ Веберъ опредѣлилъ, что глубина, до которой достигаетъ волненіе, въ 350 разъ больше высоты волны.

Къ вопросу о структурѣ волны слѣдуетъ прибавить, что всякое нарушеніе равновѣсія быстро передается вглубь; съ другой стороны, распространеніе волны по горизонтальному направленію происходитъ на всѣхъ глубинахъ съ одной и той же скоростью, и длина волны наверху и внизу одна и та же; вслѣдствіе этого всѣ частицы волны, лежащія на одной и той же вертикали, находятся, приблизительно, въ одной и той же фазѣ. Такъ какъ діаметры путей частицъ неодинаковы на различныхъ глубинахъ, то вертикальный столбъ воды, при прохожденіи волны, искривляется, наклоняясь въ ту или другую сторону и только при прохожденіи черезъ гребень или долину принимаетъ отвѣсное положеніе; онъ достигаетъ наибольшей высоты при прохожденіи черезъ вершину и наименьшей — при прохожденіи долины. Водный столбъ вблизи вершины волны удлиняется, а вблизи долины — укорачивается. Если представимъ себѣ, что вся масса воды, въ состояніи покоя, разложена на прямолинейныя вертикальныя нити, то рис. 136 изображаетъ различныя положенія, которыя принимаютъ эти нити во время одного колебанія, а рис. 137 даетъ круговые пути различныхъ частицъ, лежащихъ на различныхъ глубинахъ.

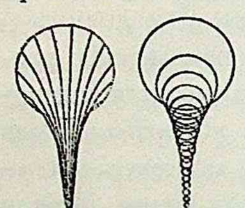


Рис. 136. Рис. 137.

Эри далъ формулу, выражающую зависимость между скоростью v, длиной волны λ и глубиной бассейна h, въ предположеніи, что высота волны ничтожна въ сравненіи съ глубиной бассейна. Если глубина бассейна очень велика по отношенію къ длинѣ волны, то

$$v^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \text{ и, слѣд., } v = 1.25 \sqrt{\lambda}. \qquad (125)$$

Если же, обратно, длина волны очень велика по отношенію къ глубинѣ h, то

$$v^2 = gh. \qquad (126)$$

Въ первомъ случаѣ скорость v зависитъ только отъ длины волны λ, а во второмъ — только отъ глубины. Первая формула примѣнима къ волнамъ, возбужденнымъ вѣтрами, а вторая — подводными или прибрежными землетрясеніями.

Такъ какъ частицы воды описываютъ криволинейные пути, то при этомъ развивается центробѣжная сила. Очевидно, что равнодѣйствующая силы тяжести и центробѣжной силы въ различныхъ точкахъ одной и той же волны имѣетъ различную величину и направленіе. На вершинѣ и въ долинѣ волны, эта равнодѣйствующая принимаетъ вертикальное положеніе. Въ другихъ частяхъ волны она наклонена къ горизонту. На вершинѣ волны обѣ силы прямо противоположны; въ

долинѣ онѣ имѣютъ одинаковое направленіе; другими словами, при переходѣ отъ вершины волны къ долинѣ, общее напряженіе этой равнодѣйствующей измѣняется отъ минимума къ максимуму. Направленіе и величину равнодѣйствующей можно построить въ каждой точкѣ волны по закону параллелограмма силъ. На этомъ основаніи сдѣланы были попытки утилизировать рабочую силу волнъ.

Дѣйствительныя формы волнъ не такъ просты, какъ это мы представляемъ себѣ теоретически. Различныя системы волнъ пересѣкаются, отражаются, интерферируютъ и въ результатѣ даютъ тотъ, можно сказать, хаосъ, который мы наблюдаемъ въ природѣ во время бури.

Происхожденіе волны. Обыкновенныя океаническія волны получаютъ свою энергію отъ движущихся надъ поверхностью воды массъ воздуха. Если въ ясный и тихій день на берегу моря, отражающаго лазурь неба, будемъ слѣдить за появляющимся и постепенно усиливающимся вѣтромъ, то замѣтимъ, прежде всего, что та или другая полоса моря покрывается рябью. Это — цѣлая система мельчайшихъ волнъ, образованіе которыхъ обнаруживается рядомъ темныхъ полосъ. Полосы эти дѣлаются гуще и гуще; наконецъ, вся видимая часть моря темнѣетъ; это, своего рода, эмбріональныя, или зародышевыя, волны. Самый механизмъ образованія эмбріональныхъ волнъ не вполнѣ разъясненъ. Одни думаютъ, что вѣтеръ ударяетъ о водную поверхность не горизонтально, а подъ нѣкоторымъ угломъ; другіе приписываютъ происхожденіе волнъ неравномѣрной силѣ вѣтра. Указанные факторы, дѣйствительно, могутъ вызывать волны или содѣйствовать ихъ образованію. Но истинная теорія морскихъ волнъ принадлежитъ Гельмгольцу, который показалъ, что на границѣ двухъ жидкостей (вода — воздухъ), движущихся другъ надъ другомъ съ различной скоростью, — необходимо происходитъ образованіе волнъ. Какъ только поднимается вѣтеръ, горизонтально дующій надъ спокойной водной поверхностью, тотчасъ же воздушное давленіе, даже видимо равномѣрно распредѣленное, начинаетъ обнаруживать небольшія колебанія, слѣдующія другъ за другомъ по направленію вѣтра. Въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ воздушное давленіе сдѣлалось меньше, вода поднимается; въ промежуточныхъ мѣстахъ, гдѣ давленіе на воду сильнѣе, поверхность послѣдней вдавливается. Этимъ путемъ образуются маленькія долинки и горки волнъ, которыя быстро увеличиваются по мѣрѣ того, какъ вѣтеръ передаетъ водѣ значительную часть своей живой силы. Каждой скорости вѣтра соотвѣтствуетъ максимальная высота волны, по достиженіи которой поднятіе прекращается и получается стаціонарная система волнъ. Такая стаціонарная система волнъ, очевидно, можетъ произойти и установиться только въ томъ случаѣ, если продолжительный вѣтеръ въ данномъ мѣстѣ сохраняетъ одно и то же направленіе.

Опредѣленіе элементовъ волны. Элементы волны на практикѣ опредѣляются слѣдующимъ образомъ. Для измѣренія *скорости* волны, два наблюдателя, при неподвижномъ положеніи судна, занимаютъ мѣсто на извѣстномъ разстояніи l другъ отъ друга, положимъ, на протяженіи длины судна. Первый наблюдатель отмѣчаетъ моментъ прохожденія гребня волны, а затѣмъ время t, прошедшее до момента, когда второй наблюдатель извѣститъ сигналомъ о приходѣ того же гребня къ нему. Тогда

$$v = \frac{l}{t}.$$

Если судно движется со скоростью v_1 *м* въ секунду, то, очевидно,

$$v = \frac{l}{t} \pm v_1.$$

Если килевая линія образуетъ съ линіей распространенія волны уголъ φ, то

$$v = \left(\frac{l}{t} \pm v_1 \right) \cos\varphi.$$

Для измѣренія *длины* волны, наблюдатели удаляются, на палубѣ неподвижнаго судна, другъ отъ друга до тѣхъ поръ, пока гребни двухъ послѣдовательныхъ волнъ будутъ одновременно проходить передъ ними; разстояніе, раздѣляющее ихъ, очевидно, дастъ длину волны. Если длина волны превышаетъ длину судна, то измѣряютъ предварительно скорость v и умножаютъ ее на продолжительность періода T, и тогда $\lambda = vT$.

Для измѣренія *періода* T, при неподвижномъ положеніи судна, наблюдатель отмѣчаетъ, по часамъ или по счетчику, промежутокъ времени между прохожденіями, въ полѣ своего зрѣнія, двухъ послѣдовательныхъ гребней.

При измѣреніи высоты волны нужно, въ моментъ нахожденія судна въ самомъ глубокомъ мѣстѣ долины, подняться на мачту до тѣхъ поръ, пока вершина гребня не совпадетъ съ горизонтомъ. Тогда высота волны будетъ равна высотѣ глаза наблюдателя надъ грузовой линіей.

Размѣры и энергія волнъ. Самыя высокія волны, наблюдавшіяся моряками, не превышаютъ 15-18 *м* и то въ исключительныхъ случаяхъ. У мыса Доброй Надежды и въ Тихомъ океанѣ волны достигаютъ 14-15 *м* высоты и 200-300 *м* длины. Періодъ ихъ равенъ 11-14 сек, а скорость распространенія — 17-21 *м* въ секунду. Въ Атлантическомъ океанѣ самыя большія волны не превосходятъ 12 *м* высоты и 170-200 *м* длины; періодъ ихъ 10 сек. и скорость распространенія — 16 *м.* въ сек. Въ слѣдующей таблицѣ дана *средняя* высота волнъ:

	средняя высота въ м.	наибольшая высота въ м.	отношеніе длины къ высотѣ	скорость въ м въ 1 сек.	длина въ м	періодъ въ сек.
Атлант. ок. (пассаты) . .	1.9	6	34.2	11.2	65	5.8
Индійск. ок. (пассаты) .	2.8	5	34.3	12.6	96	7.6
Южная часть Атлант. ок.	4.3	7	30.9	14.0	133	9.5
Южная часть Индійск. ок.	5.3	11.5	21.5	15.0	114	7.6
Зап. часть Тихаго ок. .	3.1	7.5	33.0	14.4	102	8.2

Во внутреннихъ моряхъ:

въ Черномъ м. до. .	4 *м*	въ Средиземномъ м. до.	5 *м*
» Балтійскомъ м. до.	3 »	» Бискайскомъ м. до .	7 »

По мѣрѣ того, какъ волны переходятъ на меньшую глубину, приближаясь къ берегу, ихъ форма и длина видоизмѣняются. Если волны входятъ въ заливъ, съуживающійся въ формѣ воронки, то высота ихъ увеличивается, а длина и скорость распространенія уменьшаются; обратное имѣетъ мѣсто, если заливъ, идя вглубь материка, расширяется. Вблизи берега направленіе гребней измѣняется и дѣлается параллельнымъ берегу. Пусть *ab* (рис. 138) — направленіе волнъ въ нѣкоторомъ разстояніи отъ берега. При приближеніи къ берегу правыя частицы *(b)* волны замедляютъ свое движеніе больше, чѣмъ лѣвыя *(a)*, такъ какъ первыя встрѣчаютъ болѣе мелкое дно, чѣмъ вторыя, отчего гребни волнъ принимаютъ постепенно положеніе *cd*, *ef*, *mn*.

Энергія волны пропорціональна ея длинѣ и квадрату высоты. Эта энергія слагается изъ двухъ частей: *динамической*, обусловленной круговымъ движеніемъ частицъ воды, и *статической*, зависящей отъ поднятія центра тяжести водной массы надъ ея нормальнымъ положеніемъ. Если волна ударяетъ о неподвижную стѣну или берегъ, то сила удара имѣетъ наибольшую интенсивность на поверхности. Въ моментъ удара снопъ воды поднимается вверхъ на высоту, зависящую отъ размѣровъ волны. Падая внизъ, массы водъ могутъ даже размывать дно. Пытались измѣрить энергію волнъ. Въ портѣ Вайкъ (на сѣверо-востокѣ Шотландіи) бетонный монолитъ, вѣсомъ въ 2000 тоннъ, во время бури въ 1877 году былъ сдвинутъ со своего основанія. При входѣ въ Амстердамскій каналъ каменная масса, вѣсомъ въ 20 тоннъ, была поднята на

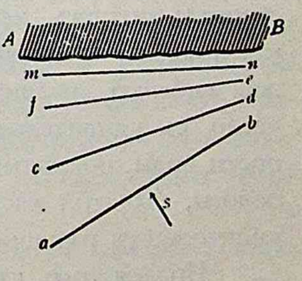


Рис. 138.

высоту 3.6 *м* и перенесена на другое мѣсто. Стевенсонъ построилъ особаго рода динамометръ, состоящій (рис. 139) изъ доски, укрѣпленной на трехъ стержняхъ. Эти стержни удерживаются въ своемъ нормальномъ положеніи пружинами. Волны, ударяя въ дискъ *A*, перемѣщаютъ его во внутрь прибора, преодолѣвая упругость пружинъ. Приборъ долженъ быть предварительно градуированъ. Стевенсонъ, нашелъ, что давленіе волнъ можетъ достигнуть 30 тоннъ на *кв м.* Французскіе инженеры оцѣниваютъ давленіе на берегахъ Франціи и Алжира максимумъ въ 20 тоннъ.

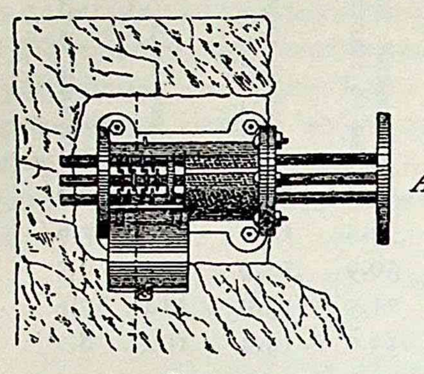


Рис. 139.

Усмиряющее дѣйствіе масла на морскія волны. Вѣтеръ дѣйствіемъ тренія увлекаетъ поверхностныя частицы воды по направленію своего собственнаго движенія и производитъ горизонтальное перенесеніе частицъ жидкости. Это дѣйствіе будетъ наибольшее на сторонѣ волны, обращенной къ вѣтру а также на гребнѣ. На гребнѣ, слѣдовательно, собственное движеніе частицъ можетъ усиливаться дѣйствіемъ вѣтра; очевидно, что это дѣйствіе будетъ ускорять собственное движеніе частицъ. Вслѣдствіе этого, на гребнѣ частицы выходятъ изъ сферы своихъ круговыхъ путей и падаютъ внизъ; гребень опрокидывается. Энергія падающаго гребня равна энергіи кругового движенія, сложенной съ энергіей, сообщенной вѣтромъ и увеличенной энергіей, зависящей отъ тяжести падающихъ въ долину массъ. Падающія массы воды смѣшиваются съ воздухомъ и образуютъ пѣнящіеся буруны, производящіе столь опасные *удары моря*, обдающіе палубу потоками воды, сносящіе людей и предметы. Многочисленныя наблюденія показали, что масло имѣетъ свойство усмирять бѣлые гребни. Всѣ донесенія капитановъ однообразны и, можно сказать, стереотипны: на морѣ господствовалъ штормъ, море бушевало; гребни волнъ опрокидывались, обдавая корабль потоками воды, снося слабо укрѣпленные предметы, угрожая гибелью людямъ и кораблю. Прибѣгли къ употребленію масла; масло съ удивительной быстротой начало распространяться по поверхности воды; покрытыя масломъ волны сгладились, въ то время какъ внѣ полосы, занятой масломъ, море попрежнему бушевало. Итакъ, масло уничтожаетъ пѣнящіеся гребни, но безсильно уничтожить самыя волны.

Но для того, чтобы достигнуть наилучшихъ результатовъ, необходимо примѣнять масло извѣстнымъ образомъ. Масло, вылитое въ небольшомъ количествѣ на поверхность воды, имѣетъ свойство весьма быстро расплываться, покрывая собою огромное пространство; это объ-

ясняется дѣйствіемъ каппилярныхъ силъ, при отсутствіи тренія масла о воду, вслѣдствіе чего оно можетъ вытягиваться или расплываться въ тонкую перепонку. Но эта способность масла проявляется только тогда, когда масло падаетъ на поверхность воды медленно и въ малыхъ количествахъ. Отсюда непосредственно вытекаетъ способъ употребленія масла на корабляхъ. Изготовляютъ толстые парусинные мѣшки и наполняютъ паклей, пропитанной масломъ; сверху наливаютъ еще масла, плотно завязываютъ мѣшокъ, а внизу дѣлаютъ нѣсколько дырочекъ парусной иглой. Мѣшки слѣдуетъ подвѣшивать немного выше поверхности воды такъ, чтобы при опусканіи корабля (во время качки) они не погружались въ воду. Въ этомъ положеніи вытекающее масло подхватывается вѣтромъ, пульверизуется и, слѣдовательно, покрываетъ большую поверхность. Количество расходуемаго такимъ образомъ масла не превышаетъ двухъ литровъ въ часъ.

Наиболѣе дѣйствительны тяжелыя и тягучія масла; легкія менѣе дѣйствительны. Особенно благопріятные результаты даютъ рыбій жиръ, а также жиръ водныхъ млекопитающихся (тюленей, дельфиновъ). Менѣе благопріятные результаты даютъ растительныя и еще менѣе минеральныя масла.

Первое зерно теоретическаго объясненія описанныхъ нами явленій встрѣчаемъ у Франклина, а затѣмъ позже у Веберовъ. Въ окончательномъ видѣ это объясненіе можно формулировать слѣдующимъ образомъ. Мы сказали выше, что опрокидывающіеся гребни являются результатомъ дѣйствія вѣтра на заднюю часть волны, особенно на гребень. Очевидно, что если намъ удастся ослабить силу удара вѣтра на задней части, а особенно на гребнѣ волны, то опрокидываніе волны будетъ предотвращено. Сила же удара будетъ уменьшена, если уменьшить упоръ вѣтра на водяную поверхность—его треніе о частицы воды. Это можетъ быть достигнуто, если поверхность воды покрыта слоемъ масла. Вѣтеръ ударяется о гладкую поверхность масла; часть воздушнаго потока при этомъ отражается, рикошетируетъ, а другая ударяетъ въ масляный слой; но энергія удара не передается водѣ; масло только скользитъ вдоль водяной поверхности и еще сильнѣе расплывается; такимъ образомъ, вѣтеръ теперь не только безсиленъ опрокинуть гребень, но, напротивъ того, ударяя въ масло, способствуетъ большему его расплыванію, а слѣдовательно, собственными усиліями парализуетъ свое вредное дѣйствіе. [1]).

Гребни опрокидываются и тогда, когда волны съ глубокаго моря перекатываются на мель. Масло въ этомъ случаѣ недѣйствительно, такъ какъ опрокидываніе здѣсь происходитъ вслѣдствіе другихъ причинъ.

---

[1]) Существуютъ и другія объясненія, вытекающія изъ работъ Квинке.

Частицы воды, описывая свои круговые пути, испытываютъ треніе о дно, вслѣдствіе чего верхнія частицы, такъ сказать, опережаютъ движеніе нижнихъ, и волна опрокидывается.

Стоячія волны. Въ бассейнѣ ограниченныхъ размѣровъ волны испытываютъ отраженія, и, интерферируя, образуютъ *стоячія* колебанія. Въ извѣстныхъ точкахъ, узлахъ, не происходитъ никакого измѣненія въ высотѣ уровня, въ другихъ же мѣстахъ поднятія и углубленія чередуются; всѣ частицы, находящіяся въ состояніи, напримѣръ, поднятія, находятся въ одной и той же фазѣ и имѣютъ только вертикальное движеніе. Если длина l такого бассейна очень значительна по отношенію къ глубинѣ h, а T обозначаетъ періодъ, то

$$T = \frac{2l}{\sqrt{gh}}. \tag{127}$$

На Женевскомъ озерѣ эти колебанія, такъ называемыя «*seiches*», заключаются въ томъ, что уровень озера въ теченіе 30—40 минутъ поднимается, а затѣмъ опять опускается соотвѣтственно поднятію. Такое движеніе повторяется, смотря по обстоятельствамъ, въ теченіе болѣе или менѣе продолжительнаго времени. На Женевскомъ озерѣ наблюдаются также не только продольныя, но и поперечныя колебанія, амплитуды которыхъ большею частью незначительны. Благодаря записямъ самопишущаго женевскаго футштока найдено, что рядомъ съ главнымъ колебаніемъ существуетъ по продольной оси озера другая — бинодальная (съ двумя узлами) стоячая волна, періодъ которой равенъ 35.6 минуты. Стоячія волны наблюдаются также и въ другихъ внутреннихъ водахъ (напримѣръ, Невшательское, Веттеръ въ Швеціи и др.).

Волны подводныхъ изверженій. Поверхность океана перерѣзывается изрѣдка волнами, являющимися слѣдствіемъ подводныхъ вулканическихъ изверженій. Волны эти отличаются своей длиной и скоростью распространенія. Высота ихъ въ открытомъ океанѣ невелика и только въ рѣдкихъ случаяхъ превосходитъ высоту вѣтровыхъ волнъ. Длина ихъ можетъ достигать 300—400 *км*, а скорость распространенія 185 *м* въ 1 секунду. Къ этимъ волнамъ можетъ быть примѣнена формула Эри $v^2 = gh$. По этой формулѣ, зная скорость v, можно вычислить среднюю глубину океана по направленію распространенія волны. Полученныя этимъ методомъ среднія океаническія глубины весьма близки къ дѣйствительнымъ. Такъ, средняя глубина Индійскаго океана, по линіи Ява — южная оконечность Африки (изверженіе Кракатау) оказалась равной 4070 *м*, а средняя глубина Тихаго океана между Японіей и Санъ-Франциско (изверженіе 1854 года) должна быть 4000 *м*.

Предварительное понятіе о приливахъ и отливахъ. Приливомъ и отливомъ называютъ періодическое колебаніе уровня моря подъ вліяніемъ притяженія луны и солнца. Явленіе обыкновенно происходитъ такъ,

что, въ теченіе 24 ч. 50 м., уровень моря достигаетъ два раза наивысшаго и два раза наинизшаго стоянія. Говорятъ, что наступила *малая вода*, когда уровень достигъ наинизшаго положенія, и *полная* вода, когда уровень поднялся до высшей точки; вертикальное разстояніе между этими уровнями называется *высотою* прилива. Моменты наступленія полной и малой воды находятся въ опредѣленной зависимости отъ положенія луны, а именно, они наступаютъ по прошествіи опредѣленнаго, колеблющагося въ извѣстныхъ предѣлахъ, промежутка времени послѣ прохожденія луны черезъ меридіанъ мѣста. Этому промежутку времени дано особое названіе *луннаго промежутка*. Лунный промежутокъ для сизигій называется *прикладнымъ часомъ* порта. Высота полной и малой воды бываетъ также въ различные дни различна относительно *средняго* уровня; эти измѣненія въ высотѣ прилива находятся въ связи съ взаимнымъ положеніемъ луны и солнца; самый высокій приливъ и наибольшій отливъ происходитъ черезъ 1.0—1.5 сутокъ послѣ сизигій, а самый низкій приливъ и самый малый отливъ бываетъ черезъ 1.0—2.5 сутокъ послѣ квадратуръ. Приливы, достигающіе своего максимума, называются *сизигійными водами*, а минимальные *квадратурными*. Если разсмотрѣть лунные промежутки, то оказывается, что они измѣняются по нѣкоторому опредѣленному закону, колеблясь около средней величины, которая называется *среднимъ прикладнымъ часомъ* порта. Отклоненія лунныхъ промежутковъ отъ средней величины зависятъ отъ взаимнаго положенія луны и солнца, и въ продолженіе одного мѣсяца они дважды достигаютъ наибольшей и дважды наименьшей величины, почему отклоненія этихъ величинъ отъ истиннаго прикладнаго часа названы *полумѣсячными неравенствами во времени*, подобно тому какъ отклоненія высоты полной воды отъ средней величины называются *полумѣсячными неравенствами въ высотѣ*. Полумѣсячныя неравенства претерпѣваютъ довольно значительныя измѣненія въ зависимости отъ разстоянія земли отъ луны и солнца и отъ ихъ склоненія.

Если сравнить между собою два, слѣдующіе другъ за другомъ, прилива, то въ большинствѣ случаевъ окажется, что они не достигаютъ той же высоты: въ одно полугодіе утренній приливъ бываетъ выше вечерняго, а въ другое полугодіе обратно. Точно также промежутокъ времени между утреннимъ и вечернимъ моментами полной воды бываетъ полгода больше промежутка между вечернимъ и утреннимъ полными водами, а другую половину года имѣетъ мѣсто обратное отношеніе. Эти неправильности въ приливѣ, постоянно измѣняющіяся, называются *суточными неравенствами* во времени и въ высотѣ прилива.

Элементарная теорія приливовъ и отливовъ. Теорія приливовъ и отливовъ весьма сложна. Анализъ не можетъ обнять всѣхъ факторовъ,

которые вліяютъ на ходъ явленія. Приходится сдѣлать рядъ простѣйшихъ допущеній и, такимъ образомъ, намѣтить только общую схему явленія, а затѣмъ внести рядъ поправокъ. Существуетъ двѣ теоріи приливовъ и отливовъ: *статическая*, или теорія равновѣсія, и *динамическая*. Въ настоящемъ элементарномъ курсѣ возможно изложить только первую изъ указанныхъ теорій.

Положимъ, что земля шарообразна, неподвижна и покрыта слоемъ воды одинаковой мощности. Допустимъ далѣе (рис. 140), что въ плоскости экватора находится одно только свѣтило L (луна). Пусть m — масса луны, D — разстояніе LO центра луны отъ центра земли, $AO = r$ — радіусъ земли. Соединимъ центръ луны L съ центромъ земли O и продолжимъ до точки C. Очевидно, что притяженіе, обнаружи-

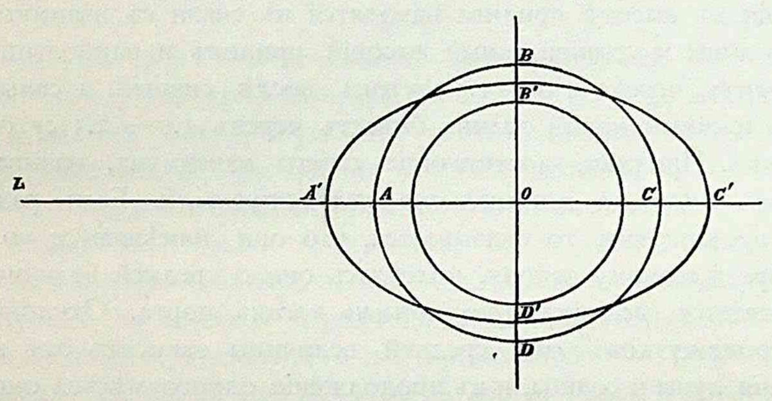


Рис. 140.

ваемое луной на единицу массы, находящейся въ точкѣ A или, выражаясь проще, притяженіе луны въ точкѣ A больше, чѣмъ притяженіе луны въ центрѣ земли O; точно также притяженіе луны въ центрѣ земли больше, чѣмъ въ точкѣ C. Выразимъ аналитически эти притяженія:

въ точкѣ A . . . . $\frac{m}{(D-r)^2}$,

» центрѣ O . . . . $\frac{m}{D^2}$,

» точкѣ C . . . . $\frac{m}{(D+r)^2}$.

Найдемъ разность f_1 между притяженіями, обнаруживаемыми въ точкахъ A и O:

$$f_1 = \frac{m}{(D-r)^2} - \frac{m}{D^2} = m\left(\frac{1}{(D-r)^2} - \frac{1}{D^2}\right),$$

или

$$f_1 = m\left(\frac{1}{D^2} + \frac{2r}{D^3} + \frac{3r^2}{D^4} + \cdots - \frac{1}{D^2}\right).$$

Въ виду того, что r составляетъ небольшую часть величины D, и знаменатель, начиная съ третьяго члена, быстро возрастаетъ, мы можемъ пренебречь всѣми членами, начиная съ третьяго; въ этомъ случаѣ

$$f_1 = \frac{2mr}{D^3}. \qquad (128)$$

Если черезъ f_2 обозначимъ разность между притяженіемъ луны на единицу массы въ точкахъ O и C, то точно такъ же найдемъ

$$f_2 = \frac{2mr}{D^3},$$

т. е. въ первомъ приближеніи $f_1 = f_2$. Величины $f_1 = f_2$ называютъ *приливной* силой луны въ точкахъ A и B. Какъ видно, приливная сила пропорціональна массѣ свѣтила и обратно пропорціональна кубу его разстоянія отъ центра земли. Вслѣдствіе дѣйствія этой приливной силы точка A будетъ имѣть большее ускореніе къ лунѣ, чѣмъ центръ земли; въ результатѣ этого явится уменьшеніе въ этой точкѣ ускоренія силы тяжести по отношенію къ центру земли на величину f_1. Точно также ускореніе къ лунѣ единицы массы, находящейся въ центрѣ земли O, будетъ больше, чѣмъ ускореніе въ точкѣ C. Эффектъ будетъ такой, какъ будто ускореніе силы тяжести въ точкѣ C, по отношенію къ центру земли, уменьшилось на величину f_2. Интересно поэтому опредѣлить величину силъ $f_1 = f_2$ по сравненію съ напряженіемъ силы тяжести. Ускореніе g силы тяжести въ точкѣ A:

$$g = \frac{M}{r^2},$$

гдѣ M — масса земли. Отношеніе же F_1:

$$F_1 = \frac{f_1}{g} = \frac{2mr}{D^3} : \frac{M}{r^2} = 2\frac{m}{M} \cdot \left(\frac{r}{D}\right)^3. \qquad (129)$$

Для луны $\frac{m}{M} = \frac{1}{81}$, а $\frac{r}{D} = \frac{1}{60.3}$, слѣдовательно:

$$F_1 = \frac{f_1}{g} = \frac{1}{8880000}, \qquad (130)$$

т. е. въ точкѣ A, вслѣдствіе дѣйствія луны, напряженіе тяжести уменьшено на $\frac{1}{8880000}$ своей первоначальной величины, а потому уровень въ точкѣ A въ состояніи его равновѣсія приподымется, положимъ, на h метровъ выше своего начальнаго стоянія. Но если уровень въ точкѣ A поднимется на величину h, то ускореніе въ этой точкѣ выразится

черезъ $g \frac{r^2}{(r+h)^2}$, а разность ускореній будетъ $g - g \frac{r^2}{(r+h)^2}$. Но мы нашли, что вслѣдствіе дѣйствія луны ускореніе уменьшается на величину $g : 8880000$; отсюда въ первомъ грубомъ приближеніи $h = 0.36$ *м.* Точно такую же величину найдемъ для точки C. Нетрудно также найти дѣйствіе приливной силы на другія точки водной поверхности. Приливная сила луны въ какой нибудь точкѣ D (рис. 141) равна разности между притяженіемъ луны въ точкѣ D и въ центрѣ земли и приблизительно направлена параллельно линіи LO. Слагаясь съ силой тяжести, эта сила даетъ новое направленіе отвѣсной линіи. Такъ какъ поверхность водной оболочки, во всѣхъ своихъ точкахъ, должна быть нормальна къ отвѣсной линіи, то эта поверхность деформируется и принимаетъ видъ эллипсоида, большая ось котораго направлена къ лунѣ. Избытокъ большой полуоси надъ первоначальной ея величиной въ точкахъ A и C составитъ 0.36 *м.* Но очевидно, что уровень водъ въ точкахъ A и C не можетъ подняться, не опустившись въ то же время въ другихъ точкахъ, такъ какъ объемъ водной оболочки долженъ остаться безъ измѣненія. Если большую и малую полуоси образовавшагося эллипсоида обозначимъ черезъ a и b, то объемъ этого эллипсоида $\frac{4}{3}\pi a b^2$ долженъ равняться объему шара $\frac{4}{3}\pi r^3$. Если пониженіе водъ DD' (рис. 140) по направленію малой оси обозначимъ черезъ d,

Рис. 141.

то
$$b = r - d,$$
и
$$a = \frac{r^3}{(r-d)^2} = r + 2d + 3\frac{d^2}{r} + \cdots$$

Ограничиваясь только первыми членами, получимъ $a = r + 2d$, т. е. поднятіе воды въ точкѣ A вдвое больше, чѣмъ величина d, а, слѣдовательно, $d = 0.18$ *м.* Разность водъ въ точкахъ, лежащихъ на оконечности большой и малой полуосей эллипсоида, составитъ $0.36 + 0.18 = 0.54$ *м.* Итакъ, притяженіемъ луны водная оболочка, окружающая равномѣрнымъ слоемъ землю, деформируется; она принимаетъ форму эллипсоида, большая ось котораго направлена къ лунѣ; въ точкахъ экватора, для которыхъ луна находится въ зенитѣ или надирѣ, имѣетъ мѣсто наиболѣе высокая вода; въ точкахъ, лежащихъ по кругу, перпендикулярному къ прямой AC и проведенному на разстояніи 90^0 отъ точекъ A и C, имѣетъ мѣсто наиболѣе низкая вода. Наступленіе наиболѣе высокой воды должно совпадать съ кульминаціей луны.

Но луна не находится всегда въ зенитѣ точки *A*; она имѣетъ *видимое* суточное движеніе съ востока на западъ. Вершина эллипсоида должна слѣдовать за видимымъ суточнымъ движеніемъ луны, вслѣдствіе чего въ каждой точкѣ экватора будетъ, въ теченіе лунныхъ сутокъ, два прилива и два отлива. Но подобное ежедневное перемѣщеніе огромныхъ массъ океаническихъ водъ едва-ли возможно; оно должно вызвать интенсивныя теченія. Въ дѣйствительности замѣчаются только періодическія поднятія и опусканія уровня. Мы будемъ ближе къ истинѣ, если допустимъ, что эти періодическія поднятія и опусканія являются результатомъ поступательнаго распространенія гребня и долины двойной океанической волны, обтекающей въ теченіе 24 часовъ 50 м. окружность экватора. Высота волны равна амплитудѣ приливовъ, а длина — половинѣ окружности земного экватора; періодъ 12 ч. 25 м.

Изъ сказаннаго видно, что, при сдѣланныхъ нами простѣйшихъ допущеніяхъ, ходъ явленія долженъ быть слѣдующій: два гребня приливной волны перемѣщаются вдоль экватора вслѣдъ за видимымъ суточнымъ движеніемъ луны съ востока на западъ, производя въ теченіе 24 ч. 50 м. два прилива и два отлива. Высота прилива уменьшается отъ экватора къ полюсамъ. Такова простѣйшая схема. Разсмотримъ рядъ факторовъ, вносящихъ осложненія въ эту первоначальную схему.

Прежде всего мы должны обратить вниманіе на то, что не только луна, но и солнце можетъ также обнаруживать приливную силу. На основаніи доказаннаго выше величина приливной силы солнца, по отношенію къ силѣ *g*, выразится:

$$F_2 = 2\,\frac{m_1}{M}\left(\frac{r}{D}\right)^3.$$

Для солнца:

$$\frac{m_1}{M} = 324439, \frac{r}{D_1} = \frac{1}{23439}$$

или $F_2 = \frac{1}{19847000}$ силы тяжести. Приливная сила луны больше, чѣмъ приливная сила солнца въ отношеніи:

$$F_1 : F_2 = 19847000 : 8880000 = 2.235 : 1.$$

Прежнимъ пріемомъ найдемъ, что повышеніе водъ въ точкахъ *A* и *C* должно быть 0.16 *м*, а пониженіе ихъ въ точкахъ *B* и *D* равно 0.08 *м*. Полная разность уровней равна 0.24 *м*. Солнце должно также деформировать водную оболочку, стремясь придать ей форму эллипсоида, большая ось котораго направлена къ солнцу. Въ теченіе солнечныхъ сутокъ эта ось слѣдуетъ за видимымъ движеніемъ солнца съ востока на западъ. Время наступленія наибольшаго солнечнаго прилива должно совпадать съ кульминаціей солнца. Истинная деформированная

фигура водной оболочки явится результатомъ совмѣстнаго дѣйствія обоихъ свѣтилъ.

Полумѣсячныя неравенства. Солнце и луна въ теченіе луннаго мѣсяца могутъ находиться во всевозможныхъ относительныхъ положеніяхъ. Онѣ могутъ находиться въ сизигіяхъ (соединеніе или противостояніе), въ квадратурахъ или занимать промежуточныя положенія. Если солнце и луна находятся въ сизигіяхъ, то дѣйствія ихъ одно-

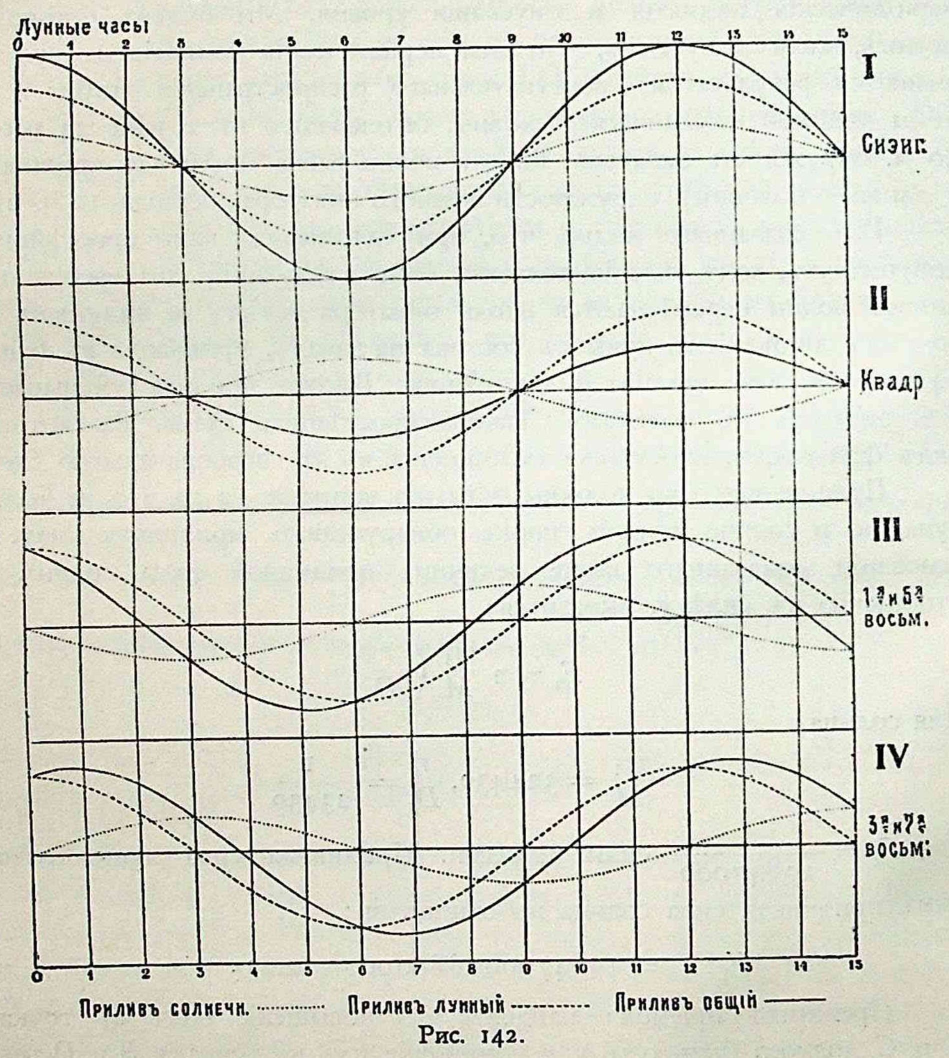


Рис. 142.

именны и ариѳметически складываются, такъ какъ большая ось какъ луннаго, такъ и солнечнаго эллипсоидовъ имѣютъ одно и то же направленіе. Если оба свѣтила находятся въ квадратурахъ, то дѣйствіе ихъ прямо противоположно, такъ какъ большія оси эллипсоидовъ деформаціи стремятся принять положенія взаимно перпендикулярныя. Изъ этого видно, что во время *сизигій* высота прилива должна быть

наибольшая, а во время квадратуръ — наименьшая въ отношеніи $(0.54 + 0.24) : (0.54 - 0.24) = 2.6 : 1$. Время наступленія высокой воды, очевидно, должно совпадать съ кульминаціей луны. Въ дни, промежуточные между сизигіями и квадратурами, истинная фигура и положеніе оси эллипсоида деформаціи по прежнему явится результатомъ комбинаціи солнечной и лунной приливныхъ силъ, а высота прилива будетъ имѣть нѣкоторое промежуточное значеніе между максимумомъ и минимумомъ. Совмѣстное дѣйствіе луннаго и солнечнаго приливовъ отразится также и на *времени наступленія* наиболѣе высокой воды. Моментъ наступленія наиболѣе высокой воды въ теченіе луннаго мѣсяца будетъ постепенно отступать отъ времени лунной кульминаціи и въ извѣстный день достигнетъ наибольшаго отклоненія; затѣмъ время высокой воды станетъ приближаться къ кульминаціи луны, отступитъ до извѣстнаго максимума въ другую сторону и т. д. Наибольшее возможное отступленіе равно ± 53 минуты. Если солнце и луна находятся въ сизигіяхъ или въ квадратурахъ, то полная вода совпадаетъ съ кульминаціей луны. Если луна кульминируетъ въ 3 часа солнечнаго времени, то полная вода наступаетъ на 53 *м* раньше; если же кульминація луны происходитъ въ 9 ч., то полная вода бываетъ на 53 *м* позже кульминаціи луны. Справедливость этого заключенія можно подтвердить графически. Выразимъ дневной ходъ прилива кривой линіей, откладывая по оси абсциссъ равныя части, представляющія часы дня, а на ординатахъ соотвѣтствующія высоты воды, обусловленныя солнечнымъ и луннымъ приливомъ отдѣльно (рис. 142). Истинный ходъ прилива получится по закону сложенія волнъ. На прилагаемомъ чертежѣ представленъ ходъ солнечной и лунной приливныхъ волнъ для тѣхъ дней, въ которые луна кульминируетъ въ 0 ч., 6 ч., 3 ч. и 9 часовъ.

Измѣненія, обусловленныя различнымъ относительнымъ положеніемъ солнца и луны (различнымъ прямымъ восхожденіемъ), называются *полумѣсячными неравенствами* во времени и въ высотѣ.

Суточныя неравенства. До сихъ поръ мы предполагали, что свѣтило, производящее приливъ, находится въ плоскости экватора. Но въ дѣйствительности солнце и луна описываютъ свои видимые годовые пути въ плоскостяхъ, составляющихъ съ плоскостью экватора извѣстные углы; другими словами, склоненіе свѣтилъ не всегда равно нулю. Для простоты разсмотримъ тотъ случай, когда луна и солнце имѣютъ одинаковое склоненіе. Пусть (рис. 143, стр. 350) EQ — экваторъ, PP' — ось земли, AA' — большая, а KK' — малая ось эллипсоида деформаціи. Всѣ точки, лежащія на кругѣ, проведенномъ черезъ KK' перпендикулярно къ плоскости $AKA'K'$, имѣютъ малую воду. Если вообразимъ, что земля вращается около своей оси PP', а луна и солнце сохраняютъ свое положеніе, то ось AA' также сохранитъ свое положеніе относи-

тельно этихъ свѣтилъ; очевидно, что при вращеніи земли на всѣхъ точкахъ экватора будетъ два прилива одинаковой высоты. Между тѣмъ въ другихъ точкахъ земли приливъ при верхней кульминаціи свѣтилъ не будетъ одинаковой высоты съ приливомъ при нижней кульминаціи; такъ, напр., точка *B* приходитъ черезъ 12 часовъ въ положеніе *C*, гдѣ полная вода значительно выше, чѣмъ въ *B*. Точка *K* имѣетъ въ продолженіе полусутокъ отливъ и полсутокъ приливъ съ полною водою въ тотъ моментъ, когда она проходитъ точку *D*. Вслѣдствіе неравенства въ высотѣ двухъ послѣдовательныхъ полныхъ водъ происходитъ также неравенство въ продолжительности двухъ послѣдующихъ приливовъ. Кругъ, проведенный черезъ *KK'* перпендикулярно къ *AKA'K'*, очевидно дѣлитъ экваторъ пополамъ, а потому на экваторѣ продолжительность отлива равна продолжительности послѣдующаго прилива, но на параллели *BC* часть *BN* значительно меньше части *NC*, а потому, эти про-

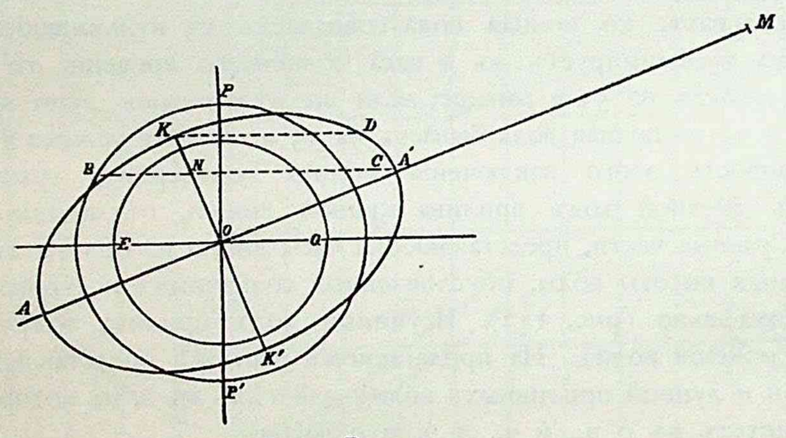


Рис. 143.

межутки времени здѣсь неравны. Происходящія выше описаннымъ образомъ неравенства въ высотѣ и продолжительности прилива называются ***суточными*** неравенствами въ высотѣ и во времени. Еще нагляднѣе можно прослѣдить ходъ явленія, если предыдущій чертежъ представить иначе. Именно, пусть рис. 144 представляетъ перспективное изображеніе предыдущаго чертежа. Одна вершина эллипсоида находится подъ 15° ю. ш., а другая — подъ 15° с. ш. Въ этихъ точкахъ высота воды выше средняго на двѣ условныя единицы. Концентрическіе круги проведены черезъ точки, въ которыхъ высота воды выше средняго на 1½, 1, ½, 0, — ½ и — 1 единицы. Прослѣдимъ суточный оборотъ точки земли, лежащей подъ 30° с. ш. (слѣва на право). Прежде всего эта точка земли встрѣтитъ низкое море (— 1); затѣмъ начнется повышеніе до — ½, прежде медленное, послѣ быстрое. Наиболѣе высокая вода (½) наступитъ черезъ 5½ часовъ послѣ отлива; далѣе идетъ пониженіе

до — 1 и затѣмъ опять повышеніе до $1^4/_5$. Точно также можно прослѣдить ходъ прилива въ другихъ точкахъ земли. Изъ чертежа видно, что ходъ явленія будетъ измѣняться при измѣненіяхъ склоненія свѣтила.

Склоненія луны и солнца постоянно мѣняются; эти измѣненія вносятъ новыя осложненія, вслѣдствіе которыхъ какъ высота, такъ и время наступленія высокой воды подвержены новымъ модификаціямъ. Эти измѣненія называются *суточными* неравенствами. Суточныя нера-

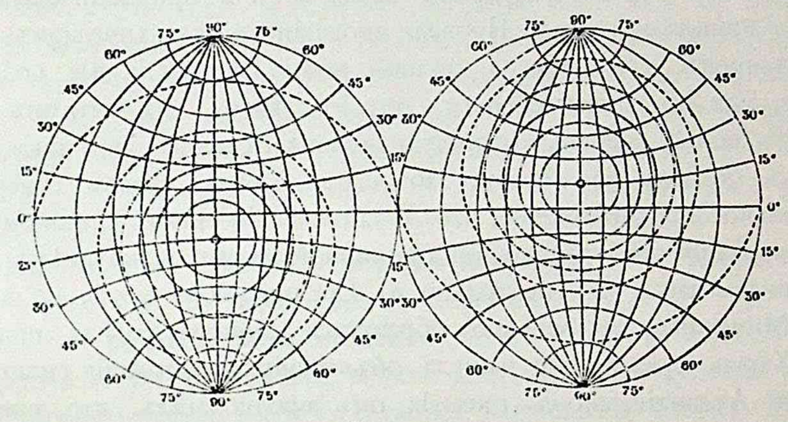


Рис. 144.

венства различаютъ солнечныя, періодъ которыхъ равенъ полугодію, и лунныя, періодъ которыхъ составляетъ приблизительно 14 дней.

Дальнѣйшія осложненія явленія. Первоначальная схема приливовъ и отливовъ претерпѣваетъ дальнѣйшія осложненія. Земля описываетъ около солнца эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится солнце. Такимъ образомъ, въ теченіе года измѣняется разстояніе земли отъ солнца, отъ нѣкотораго максимума (въ апогеѣ) до минимума (въ перигеѣ). Но приливная сила свѣтила обратно пропорціанальна кубу разстоянія; слѣдовательно, высота прилива должна измѣняться въ теченіе года въ зависимости отъ разстоянія солнца. Тоже должно имѣть мѣсто и относительно луны, но только періодъ этихъ измѣненій равенъ $27^1/_2$ днямъ. Кромѣ того, въ теоріи приливовъ и отливовъ необходимо также принять во вниманіе слѣдующіе факторы: 1) вода не окружаетъ земной шаръ непрерывной оболочкой одинаковой глубины, 2) образованіе новой формы равновѣсія совершается не вдругъ, а требуетъ нѣкотораго времени, такъ что ось эллипсоида далеко не слѣдуетъ за движеніемъ луны, 3) масса водъ при своемъ перемѣщеніи испытываетъ неизбѣжное треніе, 4) суша и океанъ распредѣлены неравномѣрно, а потому волны прилива и отлива при своемъ распространеніи могутъ отражаться и интерферировать. Принимая во вниманіе всѣ эти обстоятельства, не станемъ удивляться, что явленіе прилива и отлива измѣняетъ до неузнаваемости свой теоретическій ходъ. Хюэль сдѣлалъ

попытку выразить картографически движеніе приливной волны. Если соединить всѣ точки, имѣющія одинаковый истинный прикладной часъ, то получаются линіи, называемыя *изорахіями, котидальными или соприливными* линіями. Такъ какъ изорахіи были построены на основаніи наблюденій, произведенныхъ на прибрежныхъ станціяхъ, то эти линіи, проведенныя произвольно отъ руки черезъ весь океанъ, не имѣютъ никакого реальнаго значенія. Тѣмъ не менѣе, онѣ характеризуютъ ходъ явленія вблизи береговъ и даютъ средство для приблизительнаго нахожденія прикладного часа. Проведя изорахіи въ Атлантическомъ океанѣ, Хюэль нашелъ, что времена полной воды наступали все позднѣе и позднѣе, идя по направленію отъ юга къ сѣверу, изъ чего онъ заключилъ, что волна, гребень которой изображался изорахіями, также перемѣщалась съ юга на сѣверъ. Но здѣсь Хюэль дѣлалъ совершенно произвольное предположеніе, что Атлантическій океанъ слишкомъ малъ для образованія самостоятельной приливной волны; между тѣмъ наблюденія показываютъ, что не только въ Средиземномъ морѣ, но даже въ озерѣ Мичиганъ несомнѣнно образуется самостоятельная приливная волна. Хюэль думалъ, что нашелъ объясненіе запаздыванія сизигійныхъ водъ въ Атлантическомъ океанѣ; онъ предполагалъ, что приливная волна образуется въ Тихомъ океанѣ, пробѣгаетъ въ сутки Индійскій океанъ до мыса Доброй Надежды и затѣмъ, распространяясь къ сѣверу, достигаетъ береговъ Европы съ опозданіемъ отъ 24 до 36 часовъ и нѣсколько ранѣе береговъ Америки. Этотъ взглядъ былъ долгое время общепринятымъ, пока Эри не доказалъ, что дѣйствіе притяженія луны и солнца замедляется вслѣдствіе тренія. Представленіе Хюэля, что изорахіи изображаютъ гребень приливной волны, также не справедливо; въ обширныхъ водныхъ бассейнахъ можетъ существовать множество перекрещивающихся системъ приливныхъ волнъ, а потому изорахіи, если ихъ вообще можно построить, показываютъ только мѣста съ одновременно наступающею полною водой.

Наиболѣе сильные приливы являются спустя нѣкоторое время послѣ сизигій. Промежутокъ времени между лунной кульминаціей и слѣдующимъ за нимъ приливомъ Хюэль называетъ лунноприливнымъ интерваломъ. Эта величина, какъ мы видѣли, измѣняется при переходѣ отъ одного дня къ другому. Среднее всѣхъ интерваловъ называется *среднимъ прикладнымъ часомъ* порта. *Истиннымъ* прикладнымъ часомъ порта называютъ прикладной часъ во время сизигій, когда солнце и луна, при своихъ среднихъ разстояніяхъ отъ земли, находятся въ плоскости экватора. Этотъ прикладной часъ равенъ:

для Лондона	2 ч. 45 м.	для Гельголанда . .	11 » 0 м.
» Гамбурга	5 » 6 »	» Шербурга . . .	7 » 45 »

для Бреста	3 ч. 45 м.	для Лиссабона . . .	4 » 0 м.
» Байоны	3 » 30 »	» Кадикса . . .	1 » 15 »

Высота прилива на островахъ, лежащихъ посреди океана, невелика. На островахъ Св. Елены, Вознесенія, Сандвичевыхъ высота эта не превышаетъ 70 *см*. На Канарскихъ островахъ она равна 1—2 *м*. Высота прилива значительна въ сѣверной части Атлантическаго океана. На европейскихъ берегахъ наиболѣе высокъ приливъ въ Брестѣ, въ устьяхъ Темзы, въ Ливерпулѣ, гдѣ онъ достигаетъ 5—6 *м*, въ Гамбургѣ — 2 *м*. На американской сторонѣ океана — 2 — 3 *м*. Но особенно велика высота прилива въ воронкообразномъ заливѣ Фунди. При входѣ она равна 2.7 *м*, а во внутренней части достигаетъ 21 *м*. Въ Панамѣ — 7 *м*, въ заливѣ Оманъ — 11 *м*, въ Южно-Китайскомъ морѣ до 11 *м*. Въ бухтѣ Киля высота прилива достигаетъ 70 *мм*, въ Свинемюнде — 18 *мм*, у Мемеля — 4 *мм*.

Колебанія въ озерахъ и внутреннихъ моряхъ. Въ озерахъ уровень водъ колеблется, оставаясь всегда перпендикулярнымъ къ отвѣсной линіи. Если размѣры озера невелики, то къ этимъ колебаніямъ можно примѣнить теорію равновѣсія; можно допустить, что уровень успѣваетъ принимать положеніе, соотвѣтствующее направленію отвѣса. Вычисленія показываютъ, что максимальная величина приливной силы луны такова, что она можетъ отклонить тяжелую точку маятника длиною въ 10 *м* на $\frac{1}{1200}$ *мм*. Если представимъ себѣ, что поперечникъ озера равенъ 200 *км*, то совмѣстное дѣйствіе солнца и луны въ сизигіяхъ даетъ колебаніе въ 24 *мм*. Для внутренняго моря въ 2000 *км* теорія равновѣсія дастъ лунный приливъ максимумъ въ 24 *см*. Если размѣръ еще больше, то явленіе будетъ сложнѣе; вода не успѣетъ принять положеніе равновѣсія, а въ это время направленіе и величина приливной силы измѣнится; кромѣ того, на ходъ явленія будетъ имѣть вліяніе очертаніе береговъ. Высота приливовъ будетъ неодинакова на двухъ противоположныхъ берегахъ. Возможно образованіе узловыхъ линій. Такое разнообразіе въ величинѣ приливовъ въ разныхъ мѣстахъ представляетъ, напримѣръ, Средиземное море. Приливы замѣтны въ сѣверной части западныхъ береговъ Италіи до Генуэзскаго залива и на восточныхъ берегахъ Адріатики. Въ Венеціи сизигійные приливы достигаютъ высоты 1 *м*.

XXI.

Метеорологическая оптика.

Коэффиціентъ прозрачности. До сихъ поръ мы разсматривали явленія, обусловленныя *тепловымъ* дѣйствіемъ солнечныхъ лучей. *Свѣтовая* часть солнечной энергіи претерпѣваетъ также рядъ преобразованій въ атмосферѣ. Изученіе этихъ явленій составляетъ задачу *метеорологической оптики*.

Воздухъ, даже свободный отъ пыли и тумана, не вполнѣ прозраченъ. Отдаленные предметы представляются намъ какъ бы окутанными легкимъ голубоватымъ туманомъ; контрасты между свѣтомъ и тѣнью, по мѣрѣ удаленія нашего отъ разсматриваемаго объекта, дѣлаются менѣе рѣзкими. Это дѣйствіе неполной прозрачности воздуха называется воздушной перспективой. Частицы воздуха, водяные пары и пыль, плавающіе въ атмосферѣ, отражаютъ, разсѣиваютъ, поглощаютъ лучи свѣта и тѣмъ самымъ обусловливаютъ неполную прозрачность воздуха. Отраженные и разсѣянные во множествѣ лучи свѣта производятъ такъ называемое *дневное освѣщеніе*. Если бы воздухъ былъ вполнѣ прозраченъ, то небо намъ казалось бы совершенно черными даже и тогда, когда солнце находится надъ горизонтомъ; переходы отъ свѣта къ тѣни, отъ дня къ ночи были бы чрезвычайно рѣзки; предметы, не находящіеся подъ непосредственными лучами солнца, казались бы совершенно неосвѣщенными. Многіе изслѣдователи опредѣляли *коэффиціентъ прозрачности воздуха*, т. е. дробь, показывающую, какая часть лучей проходитъ черезъ слой воздуха, толщина котораго равна единицѣ. Первыя приблизительныя опредѣленія принадлежатъ Соссюру, который устроилъ для этой цѣли особый приборъ — *діафанометръ*. Діафанометръ состоялъ изъ двухъ бѣлыхъ дисковъ, діаметры которыхъ соотвѣтственно равны шести футамъ и шести дюймамъ; въ срединѣ большого диска находился черный кругъ въ 24 дюйма въ діаметрѣ; черный кругъ въ срединѣ малаго диска имѣлъ два дюйма въ діаметрѣ. Диски ставили рядомъ такъ, чтобы они были одинаково освѣщены. Если мы станемъ удаляться отъ этихъ дисковъ, оставаясь на линіи, перпендикулярной къ ихъ плоскости, то, наконецъ, черный кругъ, находящійся въ центрѣ малаго диска, сдѣлается неви-

прозрачность.	0	1	2	3	4	5
число дней съ дожд. . .	17	21	28	35	47	70
среднее колич. осадковъ.	0.35	0.49	0.62	1.05	1.45	2.30 *мм*

Слѣдовательно, чѣмъ менѣе прозраченъ воздухъ, тѣмъ больше вѣроятность дождя и тѣмъ больше его количество. Можно указать мѣстности, отличающіяся особенной прозрачностью воздуха: Персія, Гиммалаи, Сибирь. Въ экваторіальныхъ странахъ воздухъ вообще прозрачнѣе. Прозрачность воздуха увеличивается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Въ дневные часы отдаленные предметы менѣе видимы, чѣмъ утромъ, такъ какъ въ эти часы восходящіе токи поднимаютъ пыль. На томъ же основаніи воздухъ менѣе прозраченъ въ лѣтніе ясные, чѣмъ въ зимніе ясные дни. Струйки восходящихъ токовъ нарушаютъ однородность атмосферы.

Теллурическія линіи. Извѣстно, что въ спектрѣ солнечнаго свѣта существуютъ темныя линіи; эти линіи происходятъ вслѣдствіе поглощенія лучей извѣстной преломляемости въ раскаленной атмосферѣ газовъ и паровъ, окружающихъ солнце. Но кромѣ этихъ постоянныхъ линій въ спектрѣ солнца можно видѣть линіи, напряженіе которыхъ измѣняется; эти — *теллурическія* — линіи обусловлены поглощеніемъ въ земной атмосферѣ, и поглощающей средой являются, главнымъ образомъ, водяные пары. Эти линіи лежатъ вблизи темной линіи натрія D (со стороны краснаго), а также въ зеленой и голубой частяхъ спектра. Чтобы рѣзче наблюдать эти темныя линіи, достаточно направить спектроскопъ на зенитъ и затѣмъ медленно опускать къ горизонту; по мѣрѣ приближенія къ горизонту около линіи D со стороны краснаго является какъ бы тѣнь. Что, дѣйствительно, эти линіи обусловливаются поглощеніемъ въ слоѣ паровъ, это непосредственно доказано наблюденіями Янсена, который разсматривалъ спектръ свѣта, прошедшаго черезъ трубку въ 37 *м* длины, наполненную насыщенными водяными парами. Эти линіи, какъ показалъ Піацци Смитъ, выступаютъ рѣзче, если въ воздухѣ находится избытокъ паровъ, а потому эти линіи называютъ *дождевыми* линіями, и наблюденіе ихъ даетъ средство предвидѣть наступленіе дождя. Для оцѣнки интенсивности этихъ линій сравниваютъ ихъ съ темными линіями E и F. Если дождевая группа у D темнѣе линіи F, то дождь предстоитъ въ самомъ непродолжительномъ времени; если группа дождевая темнѣе E, то можно ожидать осадковъ въ теченіе предстоящихъ 12 часовъ.

Если количество паровъ въ воздухѣ увеличивается, то поглощательная способность среды быстро возрастаетъ; лучи поглощаются цѣлыми группами, но въ извѣстномъ послѣдовательномъ порядкѣ. Если при помощи спектроскопа будемъ анализировать спектръ свѣта въ теченіе сумерекъ, то замѣтимъ, что спектръ укорачивается; сперва

исчезаетъ фіолетовая часть, затѣмъ синяя и т. д.; въ то же время полосы поглощенія являются въ красной и желтой частяхъ спектра; наконецъ, остаются только свѣтлыя части въ красномъ и оранжевомъ между B и D. Это укорачиваніе спектра идетъ тѣмъ быстрѣе и рѣзче, чѣмъ больше паровъ въ воздухѣ; отсюда, при избыткѣ паровъ въ воздухѣ, является красная и оранжевая окраска лучей заходящаго солнца, неба и высокихъ облаковъ, — окраска, которая даетъ рядъ практическихъ правилъ или примѣтъ для предсказанія осадковъ.

Свѣтовая солнечная постоянная. Интересно еще опредѣлить, какое количество лучей поглощается во всей толщѣ атмосферы? Ламбертъ нашелъ, что если черезъ v обозначить отношеніе количества лучей, *прошедшихъ* черезъ толщу всей атмосферы, къ количеству лучей, *вошедшихъ* первоначально въ нашу атмосферу, то въ первомъ приближеніи

$$v = e^{-A\sec z}, \qquad (132)$$

гдѣ z — зенитальное разстояніе свѣтового пучка. При вертикальномъ паденіи пучка, $z = 0$ и

$$v_0 = e^{-A} \qquad (133)$$

даетъ коэффиціентъ прозрачности атмосферы. Для коэффиціента v_0 свѣтовой прозрачности всей атмосферы, при вертикальномъ паденіи лучей, найдены различныя значенія:

Ламбертъ	0.5889	Вольфъ	0.8061
Бугеръ	0.8146	Мюллеръ	0.8330
Зейдель	0.7942	Михалке	0.7952

Многіе ученые пытались опредѣлить *свѣтовую солнечную постоянную*, т. е. абсолютное напряженіе солнечнаго свѣта на границѣ атмосферы. Еще Бугеръ нашелъ, что эта постоянная равна напряженію 62000 нормальныхъ восковыхъ свѣчей, т. е. 62000 восковыхъ свѣчей, сконцентрированныхъ въ одномъ пунктѣ, освѣщаютъ поверхность, поставленную на разстояніи 1 *м* такъ, какъ освѣщаетъ ее солнце на границѣ атмосферы при нормальномъ паденіи лучей. Другіе изслѣдователи получили иныя числа (73000 свѣчей по Ламберту, 8500 карселей по Крова). Конечно эти результаты не имѣютъ абсолютнаго значенія, такъ какъ они найдены путемъ экстраполяціи.

Эбней изслѣдовалъ яркость солнечнаго свѣта при различныхъ высотахъ солнца надъ горизонтомъ. Если яркость свѣта на границѣ атмосферы обозначимъ черезъ 100, то яркость на различныхъ высотахъ выразится слѣдующими числами:

высота солнца			. . . .	90^0	30^0	11.3^0	7.3^0	0^0
соотвѣтственная толщина атмосферы			. . . .	1	2	5	8	32
красные лучи		0.76 μ	. . .	95	91	77	66	10.7
оранж.	»	0.59 »	. . .	87	75	49	32	0.1
синіе	»	0.49 »	. . .	74	54	22	9	0
фіолет.	»	0.40 »	. . .	51	25	3	0	0

На горахъ разсѣяніе меньше, такъ какъ тамъ меньше пыли. Это уменьшеніе разсѣянія замѣтно, начиная съ высоты около 1500 *м*. На горахъ свѣтъ богаче фіолетовыми лучами.

Сумерки. Ходъ вечерней зари. Въ главѣ I (стр. 25) было объяснено происхожденіе сумерекъ. Конецъ астрономическихъ сумерекъ наступаетъ тогда, когда солнце опускается подъ горизонтъ, среднимъ числомъ, на 18^0. Принимаютъ, что гражданскія сумерки составляютъ одну треть астрономическихъ. Продолжительность сумерекъ въ извѣстный день года различна въ различныхъ широтахъ. Разсмотримъ прежде тотъ частный случай, когда солнце находится въ плоскости экватора (дни равноденствій). Пусть кругъ *rcsa* (рис. 145) представляетъ плоскость экватора; проэктируемъ на эту плоскость полюсъ и параллели, лежащія подъ 23^0, 45^0, 63^0 и 80^0 широтъ. Проэкція полюса будетъ *p*. Проведемъ плоскость *ac*, перпендикулярную къ лучамъ солнца и отдѣляющую освѣщенную (дневную) отъ неосвѣщенной (ночной) части земли. Суточное вращеніе земли обозначено стрѣлой; проведемъ плоскость *db* такъ, чтобы $ab = 18^0$; поясъ *abdc* представитъ сумеречный поясъ. Каждая точка земли будетъ имѣть сумерки все то время, которое она будетъ проходить поясъ *abdc*. Для точки экватора сумерки будутъ продолжаться столько часовъ, сколько нужно для прохожденія дуги $ab = 18^0$. При суточномъ движеніи какая нибудь точка земли проходитъ 360^0 въ 24 часа; слѣдовательно, для прохожденія 18^0 нужно $\frac{24.18}{360} = 1$ ч. 12 м.; астрономическія сумерки продолжаются, слѣдовательно, 1 ч. 12 м. Подъ 45^0 широты длина пути *fg* въ сумеречномъ поясѣ равна 30^0, а слѣдовательно, продолжительность сумерекъ 2 часа; на томъ же основаніи продолжительность сумерекъ подъ 63^0 ш. — около 3 часовъ, а подъ 80^0 ш. — 12 часовъ. Гражданскія сумерки составляютъ одну треть астрономическихъ, а потому продолжительность ихъ равна $\frac{1}{3}$ часа — на экваторѣ, $\frac{2}{3}$ часа — подъ 45^0, 1 часъ — подъ 63^0 и два часа — подъ 72^0 широты. Продолжительность сумерекъ

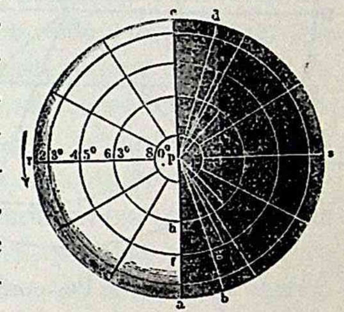


Рис. 145.

зависитъ также и отъ состоянія воздуха: чѣмъ прозрачнѣе и чище воздухъ, тѣмъ сумерки короче; вслѣдствіе этого для одного и того же мѣста продолжительность сумерекъ различна. Въ Чили сумерки продолжаются не болѣе $^1/_4$ часа, въ Куманѣ еще короче. Приведенный выше чертежъ относится къ днямъ равноденствій. Слѣдующій графическій пріемъ годится для любого дня года. Пусть (рис. 146) OZ — отвѣсная линія, HH' — горизонтъ, EE' — экваторъ, дуга $HB = 18^0$, AA' — суточная параллель, описанная солнцемъ въ данный день. Продолжительность ε сумерекъ, очевидно, равна времени, необходимому для прохожденія солнцемъ дуги, проекція которой равна CD. Если повернемъ плоскость параллели AA' около прямой AA', какъ около оси, до совпаденія съ плоскостью бумаги, то дуга пунктирнаго круга, соотвѣтствующая проекціи CD, представитъ намъ длину пути, проходимаго солнцемъ въ сумеречномъ поясѣ. Пусть эта дуга равна 26"; въ такомъ случаѣ $\varepsilon : 24 = 26 : 360$, $\varepsilon = 1$ ч. 44 м.

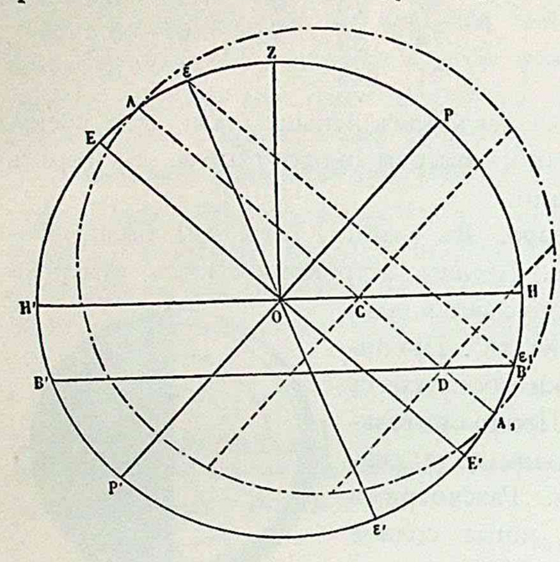


Рис. 146.

Ходъ сумерекъ по Бецольду. Ходъ сумерекъ представляетъ весьма интересную картину смѣняющихся цвѣтовъ и оттѣнковъ. Прекрасное описаніе нормальной зари, сдѣланное Бецольдомъ, приведено въ богатой содержаніемъ книгѣ Воейкова (Метеорологія, ч. III, стр. 513).

«При приближеніи солнца къ горизонту нижняя часть западнаго неба постепенно принимаетъ бѣловатый оттѣнокъ, который затѣмъ переходитъ въ золотисто-желтый, а у самаго горизонта въ красный. Надъ солнцемъ небо кажется какъ бы прозрачнымъ. Въ моментъ захода солнца цвѣтъ дѣлается интенсивнѣе и переходитъ въ оранжевый, а прозрачное мѣсто увеличивается въ горизонтальныхъ размѣрахъ. Одновременно съ этимъ на бо́льшей высотѣ появляется розовое или, правильнѣе, пурпуровое пятно, которое чрезвычайно быстро увеличивается и обыкновенно имѣетъ форму круга, который, при постоянно увеличивающемся радіусѣ, кажется спускающимся позади желтой части западнаго неба. Черезъ нѣкоторое время пурпуровая окраска дѣлается весьма интенсивной. Это первый пурпуровый свѣтъ. Наибольшей интенсивности онъ достигаетъ при отрицательной высотѣ солнца около 4^0. Лучи этого свѣта окрашиваютъ стѣны зданій въ розовый цвѣтъ. Во время наи боль-

шей интенсивности пурпуровый свѣтъ имѣетъ наиболѣе правильную форму, весьма близкую къ кругу, центръ котораго находится немного выше желтаго пятна, имѣющаго въ это время форму удлиненнаго въ горизонтальномъ направленіи сегмента. Послѣ этого центръ пурпуроваго круга опускается, и кругъ превращается въ узкую полосу, ограничивающую сверху желтый сегментъ и называемую первою дугою западной зари. Желтый сегментъ называется первымъ свѣтлымъ сегментомъ. Постепенно онъ темнѣетъ, а первая дуга все суживается и, наконецъ, исчезаетъ у самаго горизонта. Въ это время дневной свѣтъ быстро ослабѣваетъ и наступаетъ конецъ гражданскихъ сумерекъ. Вслѣдъ за тѣмъ заканчивается первая половина астрономическихъ сумерекъ. Одновременно съ западной зарей наблюдается и восточная. При приближеніи солнца къ горизонту на западѣ, на востокѣ небо грязно-желтаго, а затѣмъ мутно-пурпуроваго оттѣнка. Какъ только солнце заходитъ за горизонтъ, на востокѣ показывается пепельно-синій сегментъ. Это тѣнь земли. Сегментъ носитъ названіе перваго темнаго сегмента. Онъ все болѣе и болѣе распространяется вверхъ, а мутно-пурпуровый цвѣтъ надъ нимъ превращается въ постепенно суживающійся поясъ. Это первая дуга восточной зари. Наконецъ, эта дуга исчезаетъ, и тогда темнаго сегмента уже больше не видно, такъ какъ онъ сливается съ остальной частью неба. Нѣкоторые наблюдатели, впрочемъ, утверждаютъ, что за нимъ можно прослѣдить до самаго зенита и даже нѣсколько дальше.

Еще до наступленія второй половины астрономическихъ сумерекъ въ западной части неба можно наблюдать подготовленіе тѣхъ явленій, которыя происходятъ въ первую половину. Небо начинаетъ окрашиваться въ желтый цвѣтъ, надъ нимъ снова появляется сіяніе зари, а затѣмъ и пурпуровый свѣтъ. Послѣ наступленія второй половины сумерекъ интенсивность этихъ явленій быстро увеличивается, хотя и не достигаетъ, вообще говоря, тѣхъ размѣровъ, какіе имѣли эти явленія въ первую половину. Такимъ образомъ развиваются: второе сіяніе зари, второй свѣтлый сегментъ и второй пурпуровый свѣтъ. Нерѣдко второго пурпуроваго свѣта совсѣмъ не бываетъ, но иногда онъ гораздо ярче перваго. Максимума интенсивности онъ достигаетъ обыкновенно при отрицательной высотѣ солнца около 9°. Наконецъ, исчезаетъ и второй пурпуровый свѣтъ, а исчезновеніе желтаго сегмента характеризуетъ конецъ астрономическихъ сумерекъ. Пурпуровый свѣтъ чрезвычайно слабо поляризованъ. Внутри области его находится нейтральная точка Бабинэ, — впрочемъ, лишь вначалѣ, а потомъ, при быстромъ опусканіи послѣдней, она отстаетъ и выходитъ изъ этой области. Иногда въ области пурпуроваго свѣта бываютъ видны расходящіяся отъ солнца темно-синія и темно-зеленыя полосы. Это тѣневыя полосы зари, отбрасываемыя облаками, находящимися непосредственно подъ горизонтомъ,

Случается видѣть и самыя облака вмѣстѣ съ отбрасываемыми ими тѣнями».

Кислингъ и Пернтеръ разсматриваютъ явленіе пурпуроваго свѣта, какъ явленія диффракціи, обусловленныя водяными частицами, плавающими въ атмосферѣ.

Горѣніе Альпъ. Не долго до заката солнца снѣжныя вершины Альпъ окрашиваются въ ярко красный цвѣтъ. Надвигающіяся снизу сумеречныя тѣни мало-по-малу тушатъ эту окраску. Но спустя нѣкоторое время, при благопріятныхъ условіяхъ, вершины и склоны вновь загораются въ ярко красный цвѣтъ. Это явленіе наступаетъ спустя около получаса послѣ заката солнца. 15 — 20 минутъ спустя наступаетъ иногда второе горѣніе, гораздо болѣе слабое. По взгляду Амслера, явленіе объясняется измѣненіемъ вида траекторіи солнечнаго луча въ атмосферѣ; вслѣдствіе быстро измѣняющихся ко времени заката температуры и влажности въ нижнихъ слояхъ атмосферы, лучъ описываетъ кривую, обращенную выпуклостью къ землѣ, и освѣщаетъ вершины горъ снизу. Это освѣщеніе снизу можетъ возобновляться нѣсколько разъ. Необходимо замѣтить, что время перваго и второго горѣнія вполнѣ совпадаетъ съ временемъ перваго и втораго пурпуроваго свѣта. Нѣкоторые ученые разсматриваютъ поэтому горѣніе Альпъ, какъ отблескъ явленія пурпуроваго свѣта.

Дневное освѣщеніе свода. Мы уже видѣли, что атмосфера отражаетъ и разсѣиваетъ по всѣмъ направленіямъ лучи свѣта. Это отраженіе и разсѣиваніе лучей и есть причина *дневного освѣщенія свода*. Вслѣдствіе дневного освѣщенія свода исчезаетъ слабый свѣтъ звѣздъ, которыя дѣлаются днемъ невидимыми. Чѣмъ прозрачнѣе воздухъ, тѣмъ небо темнѣе, тѣмъ меньше разсѣянный свѣтъ неба; особенно рѣзокъ контрастъ между тѣнью и освѣщеннымъ пространствомъ при чистомъ небѣ на вершинѣ высокихъ горъ. Освѣщенный разсѣяннымъ свѣтомъ небесный сводъ представляется намъ не въ формѣ полушарія, а какъ бы приплюснутымъ. Если мы, находясь на открытомъ мѣстѣ, станемъ опредѣлять на глазъ высоту какой-нибудь точки неба надъ горизонтомъ и сравнимъ эту высоту съ истинной, то найдемъ значительную разницу; напримѣръ, если намъ будетъ казаться, что звѣзда находится на серединѣ между горизонтомъ и зенитомъ, то истинная высота звѣзды равна 23^0; если звѣзда находится на высотѣ 30^0, то верхняя дуга кажется короче нижней. Если видимый сводъ будемъ разсматривать, какъ отрѣзокъ шара, центръ котораго лежитъ подъ горизонтомъ, то нетрудно, основываясь на только что указанныхъ наблюденіяхъ, опредѣлить видимую форму этого свода. Оказывается, что точка свода, лежащая на горизонтѣ, какъ будто въ 3.4 раза дальше, чѣмъ точка, лежащая въ зенитѣ. Изъ тѣхъ же наблюденій можно также опредѣлить *кажущіяся* и дѣстви-

тельныя высоты различныхъ точекъ неба. Найденныя величины представлены графически на рис. 147; на кривой *HZH* отложены кажущіяся, а на полукругѣ — дѣйствительныя высоты различныхъ точекъ свода. Неправильной оцѣнкой высоты различныхъ точекъ объясняются многія явленія, а именно: 1) горы занимаютъ бо́льшую часть горизонта, чѣмъ это имѣетъ мѣсто въ дѣйствительности; 2) мы неправильно оцѣниваемъ степень облачности по принятой 10-балльной шкалѣ, какъ это справедливо указано недавно профессоромъ Лейстомъ; 3) созвѣздія кажутся намъ на горизонтѣ больше, отдѣльныя звѣзды болѣе раздвинуты, чѣмъ во время кульминаціи; 4) видимая величина луны и солнца измѣняется въ теченіе ихъ дневнаго хода на сводѣ; солнце и луна на горизонтѣ кажутся больше, чѣмъ тогда, когда эти свѣтила находятся на высотѣ; 5) вѣнцы около солнца и луны принимаютъ овальную форму. По Пернтеру главная причина всѣхъ этихъ явленій заключается въ томъ, что, при

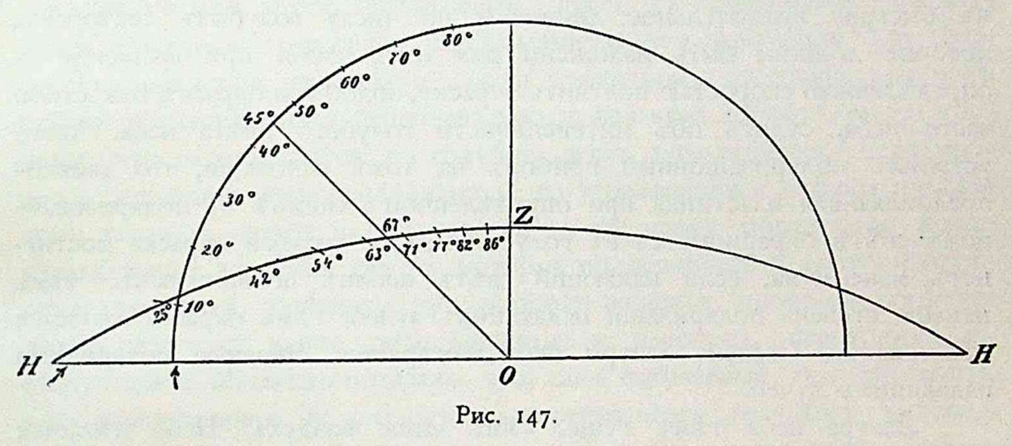


Рис. 147.

вверхъ направленномъ взглядѣ, предметы кажутся намъ укороченными по сравненію съ нормальнымъ направленіемъ глаза при прямомъ взглядѣ. Какъ поясненіе этого утвержденія можно привести тотъ фактъ, что человѣкъ извѣстнаго роста, находящійся на башнѣ, высота которой равна 100 *м*, кажется гораздо меньше, чѣмъ тотъ же человѣкъ, удаленный отъ насъ на тѣ же 100 метровъ по горизонтальному направленію. Къ указанной главной причинѣ можно прибавить еще и второстепенныя: 1) по горизонтальному направленію мы видимъ много предметовъ, величина и разстояніе которыхъ намъ хорошо извѣстны; солнце и луна находятся далеко позади всѣхъ этихъ предметовъ; между тѣмъ по направленію къ зениту нѣтъ вовсе никакихъ объектовъ для подобнаго сравненія; 2) въ томъ же смыслѣ дѣйствуетъ воздушная перспектива, вслѣдствіе которой предметы, въ дымкѣ горизонта, кажутся менѣе освѣщенными, а слѣдовательно, болѣе отдаленными; по направленію же къ зениту меньше паровъ и пыли (подробнѣе см. Pernter, Meteorologische Optik. Wien, 1902).

Голубой цвѣтъ неба. Если небо не затянуто облаками, то оно имѣетъ *голубой* цвѣтъ. Интенсивность этой голубой окраски мѣняется, смотря по мѣстности и атмосферическимъ условіямъ. Для измѣренія оттѣнка неба Соссюръ устроилъ ціанометръ. При помощи хорошей берлинской лазури Соссюръ составилъ шкалу, состоящую изъ 53 оттѣнковъ отъ бѣлаго до густого голубого, а затѣмъ прибавленіемъ туши до чернаго. Бумажки, окрашенныя этими оттѣнками, наклеены по окружности круга. Оттѣнки названы градусами; градусы считаются отъ бѣлаго. Если желаютъ опредѣлить цвѣтъ извѣстной части неба, то держатъ ціанометръ между глазомъ и испытуемымъ мѣстомъ неба и отыскиваютъ соотвѣтствующій оттѣнокъ шкалы. Приборъ долженъ быть хорошо освѣщенъ. Приборъ Паррота состоялъ изъ одного бѣлаго и одного чернаго кружка; на кружки можно накладывать 1, 2, 3.... сектора, окрашенные въ густой голубой цвѣтъ. Кружекъ приводится въ быстрое вращательное движеніе; по числу голубыхъ секторовъ, которые должны быть наложены для того, чтобы при вращеніи съ опредѣленною скоростью получить окраску, подобную окраскѣ извѣстной части неба, судятъ объ интенсивности голубого цвѣта неба. Араго устроилъ поляризаціонный приборъ на томъ основаніи, что двоякопреломляющая пластинка при опредѣленной толщинѣ въ поляризованномъ свѣтѣ окрашивается въ голубой цвѣтъ; голубая окраска достигнетъ максимума, если падающій свѣтъ вполнѣ поляризованъ. Чѣмъ меньше степень поляризаціи падающихъ лучей, тѣмъ окраска дѣлается бѣлесоватѣе. Степень лазури неба измѣряется степенью поляризаціи падающихъ лучей.

Лазурь неба тѣмъ гуще, чѣмъ чище воздухъ. Небо дѣлается менѣе голубымъ при увеличеніи въ воздухѣ пыли и продуктовъ конденсаціи водяныхъ паровъ. Голубой цвѣтъ неба возрастаетъ къ зениту; при высокомъ стояніи солнца горизонтъ кажется иногда блестяще бѣлымъ. Въ болѣе южныхъ теплыхъ странахъ оттѣнокъ неба гуще, чѣмъ въ болѣе сѣверныхъ. При одной и той же широтѣ небо внутри материка имѣетъ болѣе голубую окраску, чѣмъ на берегахъ моря или посреди океана. Если лучи солнца или луны, прежде чѣмъ достигнуть глаза наблюдателя, проходятъ толстый слой атмосферы, то они окрашиваются въ оранжевый цвѣтъ, особенно, если въ воздухѣ много паровъ. Такова окраска луны при ея восходѣ и закатѣ; такова окраска части неба во время утренней и вечерней зари. На вершинахъ горъ голубая окраска гуще, чѣмъ внизу.

Для объясненія голубого цвѣта неба предложено было много теорій. По мнѣнію Леонардо да Винчи лазурь неба происходитъ оттого, что толща освѣщеннаго воздуха находится между нами и темнотой междупланетной среды. Воздухъ самъ по себѣ безцвѣтенъ, и чѣмъ

гуще находящаяся позади тьма, тѣмъ голубая окраска совершеннѣе. По мнѣнію Мунке, голубой цвѣтъ неба субъективный. По взгляду Николя, всякій очень слабый свѣтъ кажется намъ голубымъ. Глазъ нашъ обладаетъ нервными периферіями, чувствительными для трехъ цвѣтовъ: краснаго, зеленаго и фіолетоваго. Но эти нервныя оконечности не одинаково чувствительны къ свѣтовымъ впечатлѣніямъ. Фіолетовыя нити наиболѣе чувствительны къ свѣту, а потому, чѣмъ слабѣе свѣтъ, разсѣянный небомъ, тѣмъ онъ кажется голубѣе. Ньютонъ сводитъ голубую окраску неба къ явленіямъ интерференціи лучей свѣта, отраженныхъ частицами воды, находящейся въ первыхъ стадіяхъ процесса сгущенія. Сущность этой гипотезы, видоизмѣненной и дополненной Клаузіусомъ, заключается въ слѣдующемъ. Извѣстно, что тонкія пластинки въ падающемъ бѣломъ свѣтѣ окрашиваются, вслѣдствіе интерференціи лучей, отраженныхъ отъ передней и задней поверхности, въ тѣ или другіе спектральные цвѣта въ зависимости отъ толщины пластинки. Клаузіусъ предполагаетъ, что пары воды при процессѣ конденсаціи проходятъ стадію пузырчатаго состоянія, при чемъ стѣнки образовавшихся первоначально пузырьковъ имѣютъ такую толщину, что окрашиваются въ голубой цвѣтъ 1-го порядка. Если процессъ сгущенія паровъ продолжается, то утолщающіяся стѣнки пузырьковъ даютъ и другіе цвѣта; но въ то же время образуются новые тонкостѣнные элементы тумана, которые поддерживаютъ голубой оттѣнокъ; но этотъ оттѣнокъ при продолжающемся процессѣ сгущенія паровъ дѣлается менѣе опредѣленнымъ и, наконецъ, переходитъ въ бѣлесоватый. Мюллеръ показалъ, что, такъ называемый, голубой цвѣтъ 1-го порядка вовсе не сходенъ съ прекраснымъ голубымъ цвѣтомъ неба, такъ какъ онъ заключаетъ въ себѣ очень много лучей другихъ цвѣтовъ, и спектральный его составъ очень мало еще отличенъ отъ состава бѣлаго луча; такъ, напримѣръ, если количество красныхъ и фіолетовыхъ лучей въ бѣломъ пучкѣ обозначимъ каждое черезъ 1, то въ голубомъ 1-го порядка количество красныхъ лучей равно 0.83, а фіолетовыхъ — 0.96. Но если мы допустимъ, что свѣтъ отражается въ пузырькахъ два, три и болѣе раза, то преобладаніе голубого цвѣта дѣлается болѣе и болѣе замѣтнымъ; напр., послѣ 10-ти отраженій количество красныхъ лучей равно $0.83^{10} = 0.15$, а количество фіолетовыхъ лучей равно $0.96^{10} = 0.66$. По мнѣнію Мюллера, голубой цвѣтъ неба есть именно потенцированный голубой цвѣтъ 1-го порядка. Объясненіе Клаузіуса основано на той гипотезѣ, что сгущающіеся въ воздухѣ пары воды проходятъ стадію пузырчатаго строенія. Въ главѣ XII (стр. 200 — 201) мы видѣли, что эта гипотеза физически непріемлема. Опыты Брюка доказали, что среда, въ которой суспендированы мельчайшія сплошныя тѣльца, окрашивается въ падающемъ бѣломъ свѣтѣ въ голу-

бой цвѣтъ. Если растворить чистую мастику въ спиртѣ и нѣсколько капель раствора бросить въ воду, то получается мутная среда, которая въ сильномъ падающемъ свѣтѣ, особенно передъ черными фономъ, кажется голубой, а въ проходящемъ окрашивается въ оранжево-красный цвѣтъ. Очертанія предметовъ, разсматриваемыхъ черезъ слой этой жидкости, сохраняютъ вполнѣ свою рѣзкость. Не менѣе интересенъ опытъ Тиндаля. Въ трубку, закрытую по концамъ стеклянными пластинками, вводились при давленіяхъ, не превышающихъ $^1/_{20}$ атмосферы, пары нѣкоторыхъ органическихъ веществъ. Внутренность трубки была совершенно прозрачна. Но если направить на нее пучекъ лучей сильнаго электрическаго свѣта, то образовывалось облако, которое окрашивалось въ прекрасный голубой цвѣтъ (актиническія облака Тиндаля). На основаніи этихъ опытовъ голубой цвѣтъ неба объясняется разсѣиваніемъ свѣта мельчайшими, плавающими въ атмосферѣ частицами воды. Оставалось обосновать эти объясненія теоретически. Работа эта выполнена Рэлеемъ. Работа Рэлея чисто аналитическая, и въ настоящемъ курсѣ мы можемъ изложить лишь ея результаты. Представимъ себѣ, что въ воздухѣ суспендировано множество мельчайшихъ тѣлецъ, линейные размѣры которыхъ меньше, чѣмъ мельчайшія длины волнъ освѣщающаго эту среду свѣта. Анализъ обнаруживаетъ, что интенсивность солнечнаго свѣта, разсѣяннаго этими частицами, обратно пропорціональна четвертой степени длины волны падающаго пучка лучей; другими словами, болѣе короткія волны (голубыя, фіолетовыя) будутъ разсѣяны гораздо сильнѣе, чѣмъ длинныя красныя. Вычисленія показываютъ, что въ свѣтѣ, разсѣянномъ небеснымъ сводомъ, голубой цвѣтъ долженъ быть въ 6—7 разъ, а фіолетовый въ 9—10 разъ сильнѣе, чѣмъ красный. Очевидно, слѣдовательно, что свѣтъ, разсѣянный небомъ, при этихъ условіяхъ долженъ имѣть голубой цвѣтъ.

Если размѣры частицъ увеличиваются, то отношеніе между интенсивностью различныхъ лучей видоизмѣняется, и преобладаніе короткихъ волнъ въ разсѣянномъ свѣтѣ становится менѣе рѣзкимъ; образованіе такихъ частицъ должно ослаблять лазурь неба и дѣлать его бѣлесоватымъ. При сильномъ же увеличеніи количества большихъ частицъ цвѣтъ небеснаго свода переходитъ въ бѣлый и даже сѣрый. Теорія Рэлея даетъ вмѣстѣ съ тѣмъ объясненіе оранжевой и красной окраски въ проходящемъ свѣтѣ во время утренней и вечерней зари. Этотъ выводъ Рэлея относится къ частицамъ, размѣры которыхъ очень малы въ сравненіи съ длиною свѣтовыхъ волнъ. Если діаметръ частицъ того же порядка, что и длина волнъ, то наступаютъ явленія дифракціи, обусловливающія образованіе вѣнцовъ около солнца и луны. Рэлей нѣсколько позже показалъ (Philos. Mag. 1899), что для объясненія голубого цвѣта неба нѣтъ надобности допускать существованіе суспен-

дированныхъ въ воздухѣ постороннихъ тѣлецъ. Разсѣивающее дѣйствіе можно приписать молекуламъ воздуха. Для повѣрки этого вывода Экснеръ наполнилъ тонкостѣнный стекляный баллонъ химически чистымъ хлоромъ. Во внутрь этого баллона былъ направленъ пучекъ солнечныхъ лучей при помощи собирательнаго стекла. Обнаружилось, что около фокуса этихъ лучей можно было наблюдать какъ цвѣтъ, такъ и поляризацію, свойственныя мутной средѣ. На основаніи этого опыта Экснеръ заключаетъ, что голубой цвѣтъ и поляризація неба могутъ дѣйствительно обусловливаться молекулами воздуха (Meteor. Zeitschr., 1907, S. 139).

Нѣкоторыя возраженія противъ теоріи Рэлея сдѣлалъ бельгійскій ученый Шпрингъ. Онъ указалъ на то, что мутная среда несомнѣнно получаетъ въ падающемъ свѣтѣ голубую окраску, если мы ее разсматриваемъ извнѣ. Но спрашивается, какой оттѣнокъ она получитъ, если глазъ наблюдателя будетъ помѣщенъ не внѣ, а въ самой мутной средѣ, т. е. такъ, какъ это имѣетъ мѣсто въ дѣйствительности? Для рѣшенія этого вопроса онъ построилъ особый приборъ въ видѣ полуцилиндра. Въ этомъ цилиндрѣ (рис. 148) сдѣлано для освѣщенія окошечко *F*, закрытое стекломъ; внизу находились другія два окошечка *ab* и *ac*; черезъ одно изъ нихъ (*ab*) можно было разсматривать свѣтъ, непосредственно падающій, а черезъ другое (*ac*) свѣтъ, исключительно разсѣянный. Оказалось, что первый изъ нихъ былъ желто-оранжевый (неполяризованный), а второй имѣлъ оттѣнокъ желто-сѣроватый (сильно поляризованный), вмѣсто ожидаемаго голубого. По Шпрингу голубой цвѣтъ неба происходитъ оттого, что воздухъ не безцвѣтенъ, а самъ имѣетъ голубой цвѣтъ. Въ подтвержденіе своего предположенія Шпрингъ приводитъ тотъ фактъ, что нѣкоторые газы, входящіе въ составъ атмосферы, послѣ сжиженія имѣютъ голубой цвѣтъ (кислородъ, озонъ). Присутствіе постороннихъ частицъ (пыль, элементы тумана) вноситъ только модификаціи въ этотъ основной цвѣтъ неба.

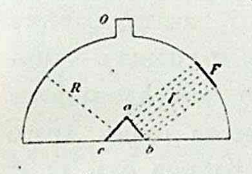


Рис. 148.

Поляризація небеснаго свода. Съ разсѣяніемъ свѣта въ атмосферѣ тѣсно связано явленіе поляризаціи. Если анализировать какую нибудь точку голубого небеснаго свода при помощи николя, пластинки турмалина или полярископа Савара, то легко убѣдиться, что свѣтъ, разсѣиваемый сводомъ, болѣе или менѣе поляризованъ. Степень поляризаціи въ какомъ-нибудь пунктѣ неба зависитъ не только отъ углового его разстоянія отъ солнца, но также измѣняется съ состояніемъ атмосферы, часами дня и временами года. Плоскость поляризаціи проходитъ черезъ наблюдаемую точку неба, солнце и глазъ наблюдателя. Разсмотримъ поляризацію вдоль вертикальнаго круга, проходящаго черезъ

солнце. Если солнце находится на горизонтѣ, то на разстояніи 17° выше солнца встрѣтимъ пунктъ, въ которомъ вовсе нѣтъ поляризаціи. Это — нейтральный пунктъ Бабинэ. Другой такой нейтральный пунктъ, открытый Араго, находится на такой же высотѣ надъ антисолярной точкой неба. Нейтральный пунктъ Араго не занимаетъ постояннаго положенія относительно антисолярной точки. Если солнце находится на высотѣ 11.5° надъ горизонтомъ, то пунктъ Араго лежитъ на самомъ горизонтѣ; при заходѣ солнца пунктъ этотъ подымается до высоты 18.5°; при концѣ сумерекъ разстояніе его отъ антисолярной точки увеличивается до 24°. На вертикальномъ кругѣ, проведенномъ черезъ солнце, существуетъ точка, въ которой поляризація достигаетъ максимума. Эта точка лежитъ на разстояніи 90° отъ солнца. Поляризація зенита измѣняется съ высотою солнца надъ горизонтомъ. Наибольшей величины (0.717) она достигаетъ при высотѣ солнца въ 2°, а наименьшей (0.102) тогда, когда солнце находится на 53.8° надъ горизонтомъ (наблюденія Енсена въ Берлинѣ). Положеніе нейтральнаго пункта Бабинэ также не остается безъ измѣненія. По наблюденіямъ Буша, разстояніе этого пункта отъ солнца увеличивается, когда это свѣтило склоняется къ горизонту, и достигаетъ максимума во время его заката; затѣмъ опять начинаетъ уменьшаться. Среднее положеніе нейтральныхъ пунктовъ измѣняется отъ одного года къ другому. По изслѣдованіямъ Буша, въ періодъ времени отъ 1886 по 1900 годъ высота точки Араго колебалась въ предѣлахъ отъ 17.0° до 21.5°, а точки Бабинэ отъ 15.4° до 31.8°. Замѣчательно, что годовой ходъ этихъ чиселъ почти параллеленъ ходу количества солнечныхъ пятенъ. Положеніе этихъ точекъ измѣняется также со степенью освѣщенія и бóльшимъ или меньшимъ количествомъ пыли въ атмосферѣ. Поляризація между зенитомъ и нейтральнымъ пунктомъ положительна (плоскость колебаній горизонтальна), а поляризація между нейтральнымъ пунктомъ и горизонтомъ отрицательна (плоскость колебанній вертикальна). Полную теорію образованія нейтральныхъ пунктовъ далъ Соре. Каждая точка неба разсѣиваетъ свѣтъ во всѣ стороны. Существованіе отрицательной поляризаціи объясняется вторичнымъ разсѣиваніемъ лучей въ болѣе низкихъ слояхъ атмосферы, богатыхъ суспендированными частицами. Для болѣе высокихъ частей неба преобладаютъ положительно поляризованные, для болѣе низкихъ — отрицательно поляризованные лучи. На переходѣ должны существовать нейтральные пункты. Съ точки зрѣнія этой теоріи понятно перемѣщеніе нейтральныхъ пунктовъ съ измѣненіемъ высоты солнца надъ горизонтомъ, степенью освѣщенія, количествомъ пыли и т. п. Существуетъ еще третій трудно наблюдаемый пунктъ Брюстера, находящійся ниже солнца. Въ лунныя ночи можно также наблюдать поляризацію, интенсивность которой нахо-

дится въ прямой зависимости отъ степени освѣщенія (наблюденія Пильчикова). Для наблюденія поляризаціи служитъ весьма удобный и портативный фотополяриметръ Корню.

Гагенбахъ наблюдалъ, что не только голубой свѣтъ неба, но и тотъ, который разсѣивается слоями воздуха по горизонтальному направленію, также поляризованъ. Если отдаленныя горы дѣлаются не вполнѣ отчетливыми, то, удаляя при помощи призмы николя нѣкоторые лучи, можно разсматриваемые предметы сдѣлать явственнѣе.

Если станемъ разсматривать поляризацію полюса небеснаго свода, то замѣтимъ, что плоскость поляризаціи проходитъ черезъ глазъ наблюдателя, точку неба и солнце, т. е. совпадаетъ съ плоскостью круга склоненій. Опредѣляя уголъ, составленный плоскостью меридіана и плоскостью поляризаціи, найдемъ, тѣмъ самымъ, часовой уголъ. На этомъ основаніи Уитстонъ устроилъ *полярные* часы.

Соре нашелъ, что свѣтъ, разсѣянный голубой водой Женевскаго озера, также поляризованъ. Максимумъ поляризаціи получается тогда, когда трубка съ николемъ поставлена перпендикулярно къ направленію солнечнаго луча въ водѣ, т. е. когда ось трубки и солнце находятся въ одной вертикальной плоскости; колебанія, слѣдовательно, происходятъ горизонтально. Чѣмъ болѣе взволнована поверхность воды, тѣмъ поляризація менѣе полна, ибо тогда лучи проникаютъ въ воду по всѣмъ возможнымъ направленіямъ. Соре принимаетъ, что голубой цвѣтъ воды и поляризація происходятъ вслѣдствіе разсѣянія лучей отъ поверхности мелкихъ суспендированныхъ въ водѣ частицъ.

Радуга. Радуга имѣетъ видъ большой цвѣтной дуги, видимой на фонѣ дождевой тучи, находящейся на сторонѣ, противоположной солнцу. Радуга образуетъ какъ бы основаніе конуса, вершина котораго находится въ глазѣ наблюдателя, а осью ея служитъ лучъ солнца, проходящій черезъ глазъ и мысленно продолженный до пересѣченія съ небеснымъ сводомъ. Полный полукругъ виденъ только тогда, когда солнце находится на горизонтѣ. Часто появляются двѣ радуги, одна надъ другой: нижняя, внутренняя, называется *главной*, верхняя, внѣшняя, — *побочной*. Обѣ радуги обращены своими красными краями другъ къ другу, при чемъ у главной радуги красный край находится на выпуклой, а у побочной — на вогнутой сторонѣ. Остальные цвѣта примыкаютъ другъ къ другу соотвѣтственно длинѣ волнъ, такъ что главная радуга заканчивается фіолетовымъ цвѣтомъ съ внутренней стороны, а побочная — съ внѣшней. Цвѣта радуги не всегда одинаковы и не всегда одинаково распредѣлены; вообще, одна радуга не всегда похожа на другую. Въ большинствѣ случаевъ не видно голубого цвѣта, въ другихъ не наблюдается настоящаго чистаго краснаго; изъ оттѣнковъ почти всегда отсутствуетъ синій. Точно также ширина отдѣль-

ныхъ цвѣтовъ въ различныхъ радугахъ различна: иногда почти вовсе незамѣтно желтаго цвѣта и очень широки зеленый и фіолетовый; въ другой разъ очень широки желтый и зеленый и очень узки красный и фіолетовый тоны; иногда голубой едва виденъ, а другой разъ онъ преобладаетъ. Относительно распредѣленія и интенсивности цвѣтовъ также наблюдается значительное разнообразіе; при этомъ замѣчательно, что самое яркое мѣсто падаетъ на начало фіолетоваго. Большое различіе замѣчается не только въ ширинѣ отдѣльныхъ цвѣтовъ, но и отдѣльныхъ радугъ. Наблюдаются даже вторичныя радуги, особенно распространенныя при главныхъ и всегда примыкающія къ фіолетовому краю. Вторичныя радуги также очень разнообразны, какъ по цвѣту, такъ и по числу. Чаще всего онѣ состоятъ изъ зеленаго и розоваго цвѣта, но случается наблюдать и желтый, зеленый, пурпуровый или же желтый, зеленый, голубой и розовый. Красный край главной радуги отстоитъ отъ антисолярной точки (центръ радуги) приблизительно на 42°, а побочной радуги около 50°. Наконецъ, иногда наблюдается бѣлая радуга; она появляется во время дождя при лунномъ свѣтѣ (лунная радуга) или при освѣщенныхъ солнцемъ туманахъ. Въ первомъ случаѣ она только кажется бѣлой вслѣдствіе очень слабой интенсивности цвѣтовъ. Впрочемъ, при благопріятныхъ обстоятельствахъ лунныя радуги бываютъ и окрашенными. Въ радугѣ же при туманахъ дѣло идетъ о настоящей бѣлой радугѣ, которую, собственно, слѣдовало бы назвать туманной радугой. Она часто наблюдается на горахъ и на берегу морей, особенно сѣверныхъ. Туманная радуга представляетъ блестящую бѣлую дугу, желтоватую или оранжево-красноватую съ внѣшней стороны и голубоватую до фіолетоваго оттѣнка на внутренней границѣ.

Вспомнимъ прежде старую, чисто геометрическую, теорію Декарта. Представимъ себѣ каплю (рис. 149), на которую падаетъ пучекъ параллельныхъ лучей опредѣленной преломляемости. Лучи эти встрѣтятъ поверхность капли подъ различными углами отъ 0° до 90°. Прослѣдимъ дальнѣйшій ходъ одного изъ нихъ, напримѣръ, *SA*. Пусть уголъ паденія равенъ *i*, а направленіе преломленнаго луча — *AB*. Отразившись въ точкѣ *B*, лучъ выходитъ изъ капли по направленію *CO*, образуя уголъ преломленія, очевидно равный углу *i*.

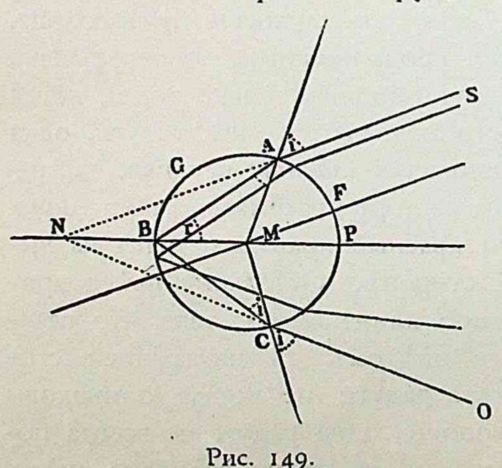


Рис. 149.

Опредѣлимъ уголъ, заключенный между первоначальнымъ направленіемъ луча *SA* и окончательнымъ *CO*. Если лучъ *SA* продолжимъ до пере-

сѣченія съ продолженной прямой BM, а точку пересѣченія N соединимъ съ точкой C, то нетрудно показать, что прямыя NC и CO составляютъ одну прямую линію NO. Опредѣлимъ уголъ $SNO = d$. Изъ треугольника ANM:

$$\frac{1}{2} d = 2r - i \text{ или } d = 4r - 2i. \qquad (134)$$

Изъ послѣдняго уравненія видно, что уголъ d зависитъ отъ i и r; но r, въ свою очередь, зависитъ отъ i; слѣдовательно, d есть функція i. Полагая, что показатель преломленія красныхъ лучей равенъ 1.33, нетрудно вычислить углы отклоненія d для различныхъ угловъ паденія i:

i	d	i	d
10°	10°	59°35′ . . .	42°30′
20°	19°36′	60° . . .	42°28′
30°	28°20′	70° . . .	39°48′
40°	35°36′	80° . . .	31°4′
50°	40°40′	90° . . .	15°0′

Изъ этой таблицы видно, что чѣмъ больше уголъ паденія луча, тѣмъ больше окончательное направленіе луча отклонится отъ первоначальнаго. Но это справедливо только до извѣстнаго предѣла, а именно до $i = 59°35'$. Если же $i > 59°35'$, то d постепенно уменьшается; слѣдовательно, при $i = 59°35'$ уголъ отклоненія достигаетъ максимума ($d = 42°30'$). Такимъ образомъ, весь пучекъ, вышедшій изъ капли, заключенъ между лучемъ солнца MF, проходящимъ черезъ центръ капли и лучемъ, составляющимъ съ MF уголъ, равный 42°30′; т. е. капля, послѣ двухъ преломленій и одного отраженія, обращаетъ пучекъ параллельныхъ лучей въ пучекъ расходящійся, отверстіе котораго для красныхъ лучей равно 42°30′. Лучи расходятся въ видѣ вѣера. Нетрудно показать, что свѣтовая плотность этого вѣера въ различныхъ его частяхъ неодинакова. И дѣйствительно, изъ нашей таблички видно, что первоначально, съ измѣненіемъ угла i, уголъ d также быстро измѣняется; когда же уголъ i приближается къ 59°35′, то соотвѣтствующая величина угла d измѣняется медленнѣе; наконецъ, вблизи угла $i = 59°35'$ измѣненіе угла d чрезвычайно медленно, такъ что существуетъ цѣлый рядъ лучей, падающихъ подъ углами, близкими къ $i = 59°35'$, которые имѣютъ приблизительно одинъ и тотъ же уголъ d, т. е. выходятъ изъ капли приблизительно по одному и тому же направленію, а, слѣдовательно, свѣтовое ихъ дѣйствіе на глазъ суммируется; если, поэтому, глазъ будемъ держать передъ каплей по направленію, составляющему съ пучкомъ падающихъ лучей уголъ въ 42°30′, то капля будетъ казаться наиболѣе освѣщенной. Пучекъ лучей, выходящій изъ капли по направленію, составляющему уголъ въ 42°30′ съ падающими лучами, называется *активнымъ* пучкомъ. Активный

пучекъ, слѣдовательно, характеризуется тѣмъ, что многіе лучи, падающіе на каплю подъ углами, близкими къ углу $i = 59^0 35'$, выходятъ почти по одному и тому же направленію, т. е. въ формѣ пучка приблизительно параллельныхъ лучей. Остается сдѣлать еще одинъ шагъ для окончательнаго объясненія радуги. Представимъ себѣ, что пучекъ параллельныхъ солнечныхъ лучей *SS* падаетъ на массу капель, составляющихъ дождевую тучу (рис. 150). Глазъ наблюдателя находится въ точкѣ *O*; проведемъ черезъ *O* линію, составляющую съ лучами солнца уголъ въ $42^0 30'$; очевидно, что глазъ увидитъ каплю *V* наиболѣе освѣщенной. Точно въ такихъ же условіяхъ освѣщенія будутъ всѣ капли, находящіяся на дугѣ описанной прямой *OV*, какъ показано на чертежѣ, т. е. мы увидимъ на сводѣ свѣтлый кругъ, описанный изъ центра радуги радіусомъ, равнымъ $42^0 30'$; центръ этой свѣтлой дуги находится на пересѣченіи свода съ лучемъ солнца, проходящимъ черезъ глазъ наблюдателя. Если вмѣсто n подставимъ 1.34, то получимъ $d = 40^0 30'$, т. е. активный фіолетовый пучекъ; для остальныхъ цвѣтовъ получимъ промежуточныя величины; слѣдовательно, свѣтлая дуга на сводѣ должна быть окрашена различными цвѣтами спектра; красный цвѣтъ съ внѣшней стороны, фіолетовый — съ внутренней; ширина всей дуги около 2^0.

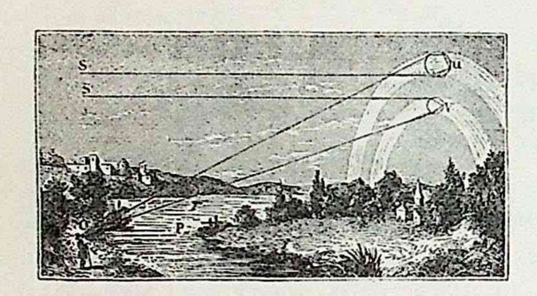


Рис. 150.

Побочная радуга происходитъ вслѣдствіе двукратнаго преломленія и двукратнаго отраженія солнечнаго луча въ каплѣ. Падающій лучъ *SA* (рис. 151), входя въ каплю, преломляется и послѣ двухъ отраженій въ точкахъ *B* и *C* выходитъ по направленію *DO*. Отклоненіе выходящаго луча по отношенію къ первоначальному выразится угломъ $SEO = d$. Сумма внутреннихъ угловъ пятиугольника равна 540^0, слѣдовательно.

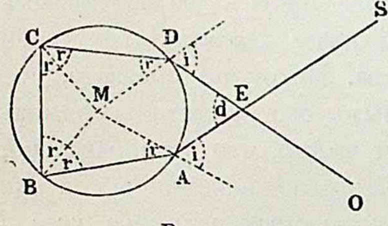


Рис. 151.

$$2r + 2r + r + (180 - i) + r + (180 - i) + d = 540^0,$$

откуда

$$d = 180 + 2i - 6r \qquad (135)$$

Будемъ давать углу i различныя значенія:

i	d (для краснаго)	d (для фіолетоваго)
0^0	180^0	180^0
40^0	$86^0 36'$	$88^0 0'$
60^0	$56^0 18'$	$58^0 24'$

70^0	$50^0 18'$	$53^0 24'$
80^0	$53^0 24'$	$56^0 12'$
90^0	$68^0 30'$	$70^0 18'$

Изъ таблицы видно, что когда уголъ i увеличивается отъ 0^0 до 70^0, то уголъ отклоненія d приближается къ своему минимуму; при $i = 71^0$, d (для красныхъ лучей) равно 50^0, а для фіолетовыхъ $53^1/_2{}^0$; лучи, выходящіе подъ этими углами съ начальнымъ направленіемъ, составляютъ пучки активныхъ лучей; слѣдовательно, глазу наблюдателя, на фонѣ падающихъ капель, должна представиться цвѣтная дуга, красная кайма которой описана радіусомъ равнымъ 50^0, а фіолетовая — $53^1/_2{}^0$. Эта радуга менѣе яркая, такъ какъ лучи испытали два отраженія и два преломленія. Возможно также образованіе радугъ высшихъ порядковъ.

Сущность объясненія дополнительныхъ дугъ, даннаго Юнгомъ, состоитъ въ слѣдующемъ. Въ теоріи Декарта мы предполагали, что лучи въ активномъ пучкѣ складываются ариѳметически; при этомъ не принимали во вниманіе разности хода, а слѣдовательно, — возможности интерференціи. Положимъ (рис. 149), что лучъ SA есть активный, т. е. выходитъ подъ угломъ d, равнымъ максимуму отклоненія. Если возьмемъ, по обѣ его стороны, лучи, лежащіе весьма близко къ лучу SA, то, согласно понятію объ активномъ пучкѣ, эти лучи выйдутъ параллельно. Но путь, пройденный этими лучами внутри капли, неодинаковъ; другими словами, эти лучи будутъ имѣть разность хода, а слѣдовательно, должны имѣть мѣсто явленія интерференціи, т. е. образованіе темныхъ и свѣтлыхъ полосъ въ однородномъ и цвѣтныхъ полосъ — въ бѣломъ свѣтѣ. Подобныя же дополнительныя дуги возможны на внѣшней сторонѣ побочной радуги.

Очевидно, что геометрическая теорія Декарта недостаточна. По этой теоріи, діаметръ радуги, расположеніе и яркость цвѣтовъ должны быть всегда одинаковы; особенности радуги не должны зависѣть отъ діаметра капель; совершенно необъяснима бѣлая радуга. Эри, еще въ 1842, году далъ новую теорію, основанную на явленіяхъ диффракціи. Теорія эта была въ послѣднее время дополнена и окончательно формулирована Пернтеромъ. Приведемъ здѣсь основную идею этой теоріи.

Прослѣдимъ вновь ходъ лучей въ каплѣ. На каплю падаетъ пучекъ параллельныхъ лучей S (рис. 152, стр. 374). Для простоты положимъ, что показатель преломленія при переходѣ ихъ изъ воздуха въ воду равенъ 1.33 (вблизи линіи C). Лучи эти принадлежатъ плоской волнѣ AB. Изъ чертежа видно, что лучи, падающіе на каплю подъ углами отъ 0^0 до 60^0, преломляются такъ, что, по мѣрѣ увеличенія угловъ паденія, падаютъ на заднюю стѣнку капли все выше и выше; для лучей же, углы паденія которыхъ больше 60^0, имѣетъ мѣсто обратное соотно-

шеніе [1]). Послѣ отраженія лучи, частью преломляясь, выходятъ изъ капли подъ углами выхожденія, равными угламъ паденія. Въ вышедшемъ изъ капли пучкѣ лучи не параллельны между собою. Но, всматриваясь въ чертежъ, легко замѣтить, что лучи, лежащіе на нашемъ чертежѣ выше пунктирной прямой, представляютъ расходящійся пучекъ; лучи же, лежащіе по другую сторону этой прямой, образуютъ пучекъ сходящійся. Кромѣ того, продолженія вышедшихъ изъ капли лучей встрѣчаютъ прямую, проведенную черезъ точку A и центръ

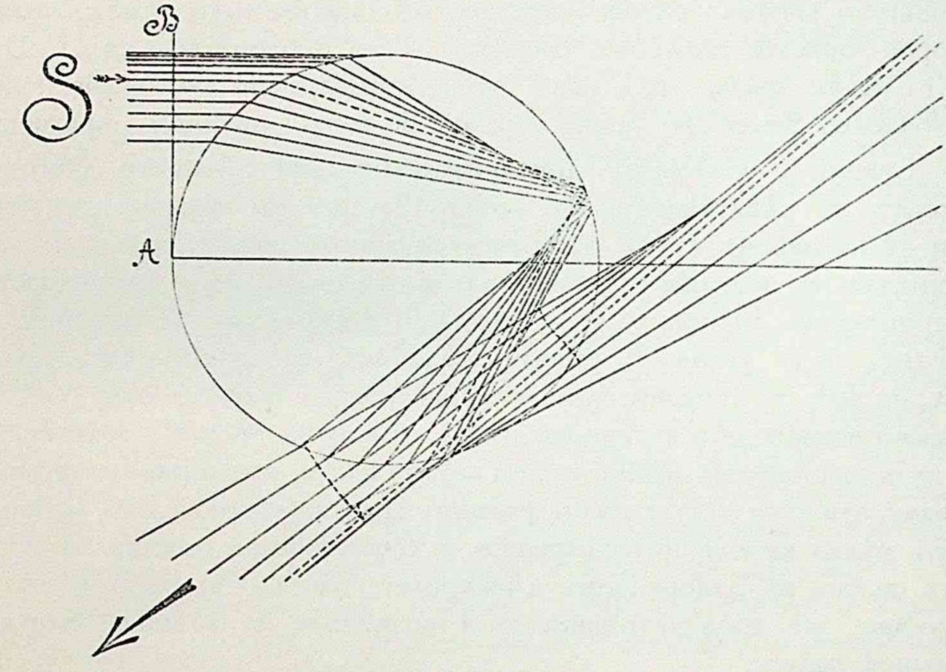


Рис. 152.

капли подъ тупыми углами, величины которыхъ различны. Углы эти назовемъ *вращеніемъ* падающихъ лучей. Нетрудно видѣть, что уголъ, составленный пунктирнымъ лучемъ съ продолженнымъ діаметромъ капли, имѣетъ наименьшую величину и равенъ $137^{0}56'$. Посмотримъ ближе роль этого луча. На каплю упала плоская волна. Волновая поверхность, послѣ двухъ преломленій и одного отраженія, перпендикулярная къ каждому изъ вышедшихъ лучей, изогнута; изогнутость эта, по обѣ стороны наименѣе отклоненнаго луча, различна. Сѣченіе этой волны можно видѣть на рис. 153. На лучѣ, наименѣе отклоненномъ, находится точка перегиба O этой кривой. Весьма малая, можно сказать безконечно малая, часть этой волны, лежащая около точки O, и является *дѣятельной* въ образованіи радуги. Форма этой *дѣятельной* волны такова, что должна дать мѣсто явленіямъ диффракціи. На основаніи

[1]) Ходъ луча, упавшаго на каплю подъ угломъ 60^{0}, начерченъ пунктиромъ.

принципа Гюйгенса, дѣйствіе волны равно суммѣ дѣйствій каждой ея точки, такъ какъ каждая изъ нихъ является самостоятельнымъ центромъ волнообразнаго движенія. При шаровой волнѣ это совокупное дѣйствіе таково, какъ будто оно исходитъ только изъ центра волны. Иной эффектъ получится, если волна имѣетъ другую форму. Въ этомъ случаѣ происходятъ явленія интерференціи и диффракціи. Въ однородномъ свѣтѣ получаются темныя и свѣтлыя полосы; въ бѣломъ свѣтѣ—рядъ полосъ разнообразныхъ цвѣтныхъ тоновъ.

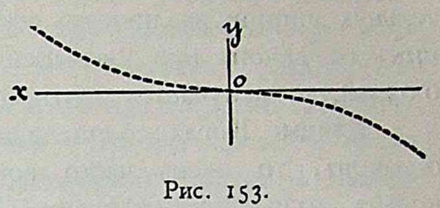


Рис. 153.

Темно-красный
Свѣтло-красный
Оранжевый
Желтый
Зеленый
Зелено-голубой
Свѣтло-голубой
Фіолетовый
Фіолетовый

a = 500 μ

Оранжевый
Желтый
Зеленый
Зелено-голубой
Свѣтло-голубой
Фіолетовый
Розовый
Желтый
Зеленый
Зелено-голубой
Голубой
Фіолетовый

a = 150 μ

Слабый желтый
Бѣловато-желтый
Бѣловато-зеленый
Бѣловато-голубой
Фіолетовый
Очень слаб. фіолет.
Безцвѣтный промежутокъ

a = 50 μ

Очень слабый желтый
Бѣловатые слѣды желтаго
Блестящій бѣлый
Бѣловатые слѣды фіолетоваго
Безцвѣтный не блестящій промежутокъ

a = 25 μ

Рис. 154.

Явленіе сходно съ диффракціонными явленіями, которыя получаются при прохожденіи свѣта черезъ узкія щели или мелкія круглыя отверстія; въ данномъ случаѣ имѣемъ дѣло съ болѣе сложнымъ явленіемъ вслѣдствіе болѣе сложной формы волны. Дальнѣйшая задача весьма сложныхъ аналитическихъ изслѣдованій заключается въ томъ, чтобы, хотя приблизительно, опредѣлить видъ всего диффракціоннаго явленія. Оказывается, что ширина всей радуги, ширина отдѣльныхъ цвѣтовъ и ихъ послѣдовательность зависятъ отъ величины капель. Рис. 154 даетъ окончательное распредѣленіе цвѣтовъ при діаметрѣ капель 1.0, 0.3, 0.1 и 0.05 *мм*. Изъ рисунка 154 видно, что при діаметрѣ капель

1.0 и 0.3 *мм* получаются двѣ, а при діаметрѣ 0.1 и 0.05 *мм* — одна вторичная радуга. На этомъ же рисункѣ можно видѣть также относительную ширину различныхъ полосъ и, такъ сказать, выцвѣтаніе отдѣльныхъ оттѣнковъ при уменьшеніи капель. Если діаметръ капель равенъ 0.05 *мм*, то получается почти бѣлая радуга.

Вѣнцы. Когда солнце или луна заволакиваются тонкимъ слоемъ облаковъ, то очень часто вокругъ нихъ вырисовываются цвѣтныя кольца, называемыя вѣнцами. Этотъ облачный слой иногда бываетъ настолько тонокъ, что не виденъ наблюдателю. Иногда вырисовываются вѣнцы и вокругъ наиболѣе яркихъ звѣздъ.

Вѣнцы появляются одинаково часто вокругъ солнца и луны; правда, первые часто невидны въ ослѣпительномъ свѣтѣ солнца, но ихъ можно видѣть черезъ черное стекло или же наблюдать ихъ отраженіе въ спокойной водѣ.

Вполнѣ развитые вѣнцы представляются наблюдателю въ слѣдующемъ видѣ: непосредственно вокругъ солнца или луны виденъ голубоватый или голубовато-бѣлый кругъ, который черезъ желтоватый тонъ заканчивается снаружи краснымъ кольцомъ — это такъ называемый ореолъ; къ ореолу примыкаютъ концентрическія съ нимъ цвѣтныя кольца съ такимъ же расположеніемъ цвѣтовъ, но уже не такія яркія, какъ ореолъ; число такихъ добавочныхъ колецъ иногда доходитъ до трехъ. Часто въ ореолѣ и добавочныхъ кольцахъ отсутствуетъ переходный желтый тонъ, и красный край прямо примыкаетъ къ голубому кругу; кромѣ того, иногда въ добавочныхъ кольцахъ бываетъ по четыре цвѣта: голубой, зеленый, желтый и красный.

Размѣры вѣнцовъ бываютъ крайне различные. Угловой радіусъ краснаго края ореола иногда бываетъ меньше 1^0, иногда же доходитъ до 5^0; радіусъ второго краснаго цвѣта вдвое больше радіуса краснаго края ореола, радіусъ третьяго краснаго цвѣта втрое больше и т. д.

Не всегда вѣнцы бываютъ одинаково развиты. При облакахъ изъ водяныхъ капелекъ вѣнцы не особенно красивы; обыкновенно все явленіе ограничивается однимъ только ореоломъ, часто даже только частью его. Болѣе красивы вѣнцы при облакахъ изъ ледяныхъ кристалликовъ; въ этомъ случаѣ цвѣта ярки и чисты, и ореолъ сопровождается добавочными кольцами.

Первое подробное объясненіе вѣнцовъ было дано Фраунгоферомъ; однако полная и точная теорія изложена Верде и Карломъ Экснеромъ. Явленіе вѣнцовъ есть не что иное, какъ явленіе диффракціи, производимое разсѣянными въ воздухѣ водяными или ледяными частичками облачнаго слоя при прохожденіи черезъ нихъ лучей, идущихъ отъ солнца или луны. Явленіе, вполнѣ сходное съ вѣнцомъ при облакахъ изъ водяныхъ капелекъ, можно наблюдать въ томъ случаѣ, если по-

сыпать стеклянную пластинку зернышками ликоподія и помѣстить ее между глазомъ и источникомъ свѣта. Точно также, если свѣтъ падаетъ на экранъ, въ которомъ продѣлано множество маленькихъ круглыхъ отверстій, безпорядочно расположенныхъ, но одинаковыхъ размѣровъ, то получается такое же явленіе. Кромѣ того, нетрудно показать теоретически, что явленіе получается одно и то же, взять ли малыя отверстія на экранѣ или помѣстить на прозрачной пластинкѣ непрозрачные кружки. Водяныя капельки въ облакѣ являются такими же шариками, какъ и зерна ликоподія и, производя явленіе диффракціи, даютъ явленіе вѣнцовъ.

Зависимость между радіусомъ круга вѣнца (Θ) и радіусомъ капли выражается уравненіемъ:

$$r = \frac{m}{\pi} \frac{\lambda}{\sin \Theta}, \tag{136}$$

гдѣ $\frac{m}{\pi}$ для каждаго минимума есть величина постоянная. По вычисленіямъ Эри $\frac{m}{\pi}$ имѣетъ слѣдующія значенія:

$\frac{m}{\pi}$			
0.610	для	1-го	минимума
1.116	»	2 »	»
1.619	»	3 »	»
2.121	»	4 »	»
2.622	»	5 »	»

Если вѣнецъ образованъ ледяными кристаллами, то толщина a кристалла:

$$a = m \frac{\lambda}{\sin \Theta}, \tag{137}$$

гдѣ m — порядокъ минимума. Пернтеръ, изъ наблюденій на Бенъ-Невисѣ, нашелъ, что діаметръ капель, образующихъ туманъ и облака, колеблется отъ 0.020 до 0.100 *мм*, а толщина ледяныхъ кристалловъ — отъ 0.005 до 0.020 *мм*. Изъ измѣреній Кемтца діаметръ капель въ отдѣльныхъ случаяхъ колебался отъ 0.0096 до 0.0614 *мм*, а толщина кристалловъ отъ 0.0079 до 0.0503 *мм*. (Meteorologische Zeitschrift. Hann-Band. 1906; S. 378).

Если размѣры капелекъ или толщины ледяныхъ иглъ неодинаковы, то цвѣта кажутся размытыми. Мы уже знаемъ, что угловыя разстоянія минимумовъ зависятъ отъ этихъ размѣровъ; чѣмъ больше размѣры капелекъ или толщины иглъ, тѣмъ меньше соотвѣтствующія угловыя разстоянія между минимумами. Если эти размѣры различны, то налагаются вѣнцы различныхъ размѣровъ, вслѣдствіе чего можетъ сильно

измѣниться вѣнецъ, такъ что отчетливое цвѣтное изображенiе можетъ остаться лишь для ореола. Если разница между размѣрами наибольшихъ и наименьшихъ частичекъ облака велика и имѣется достаточное число частичекъ промежуточныхъ размѣровъ, то можетъ исчезнуть и красный край ореола и остаться лишь свѣтлое сiянiе вокругъ солнца или луны. Этимъ объясняется разнообразiе въ формѣ вѣнцовъ, а также то, что, главнымъ образомъ, при облакахъ изъ водяныхъ капелекъ, гдѣ частички легко соединяются между собою и образуютъ капли различной величины, вѣнцы часто ограничиваются ореолами. Вѣнцы въ ледяныхъ облакахъ отличаются болѣе чистыми цвѣтами и сильнѣе развиты.

Мы уже знаемъ, что вѣнцы тѣмъ меньше, чѣмъ крупнѣе частички облака. Если эти частички значительныхъ размѣровъ, то вѣнцы получаются настолько малыми, что при достаточно протяженныхъ источникахъ свѣта они уже не видны. При продолжительномъ наблюденiи вѣнцовъ можно иногда замѣтить, что размѣры колецъ измѣняются; слѣдовательно, измѣняются и размѣры облачныхъ частичекъ. Такъ какъ большiя частички имѣютъ большее стремленiе падать, чѣмъ малыя, то малые вѣнцы могутъ служить до нѣкоторой степени предвѣстниками дурной погоды. Если вѣнцы уменьшаются въ своихъ размѣрахъ, то капли, слѣдовательно, увеличиваются, и есть основанiе ожидать дурной погоды; если же, наоборотъ, вѣнцы растягиваются, то это является слѣдствiемъ уменьшенiя облачныхъ частичекъ; слѣдовательно, облачныя частички испаряются и можно ожидать ясной погоды.

Полная теорiя вѣнцовъ дана Верде и К. Экснеромъ.

Иногда можно видѣть вѣнецъ, когда солнце находится у насъ за спиной. Наблюдатель тогда видитъ на туманѣ свою тѣнь почти въ натуральную величину, окруженную цвѣтными кольцами, сходными по расположенiю цвѣтовъ съ вѣнцомъ. Подобнаго рода явленiе хорошо наблюдается на вершинахъ горъ, особенно при восходѣ солнца, и называется «призракъ Брокена». Фламмарiонъ наблюдалъ во время поднятiя тѣнь шара, окруженную ореоломъ; явленiе Брокена наблюдали Бугеръ въ Ю. Америкѣ, Скоресби въ полярныхъ странахъ, г. Сластiонъ на берегу Чернаго моря, вблизи Люстдорфа (надъ моремъ находилась стѣна густого тумана, а солнце склонялось къ закату). Происхожденiе явленiя можно объяснить такъ же, какъ и явленiе вѣнца; тѣнь наблюдателя образуется на фонѣ тумана, какъ на экранѣ; вслѣдствiе неопредѣленности въ оцѣнкѣ разстоянiя этого экрана отъ глаза тѣнь кажется нѣсколько увеличенной, такъ какъ наблюдатель относитъ неопредѣленную ширму дальше, чѣмъ она находится на самомъ дѣлѣ. Такъ какъ, съ другой стороны, голова наблюдателя обыкновенно окружена легкимъ туманомъ, то ясно, что отдѣльные пузырки этого тумана образуютъ на фонѣ болѣе густого тумана извѣстныя кольца, происхожде-

ніе которыхъ объяснено нѣсколько выше; въ результатѣ получается тѣнь, окруженная ореоломъ.

Ходъ лучей въ призмѣ. Основную форму ледяныхъ кристалловъ составляетъ прямая шестисторонняя призма, верхнія и нижнія ребра которой иногда притуплены такъ, что плоскости притупленія образуютъ съ осью кристалла уголъ въ $54^0\ 44'$. Двѣ сосѣднія боковыя грани составляютъ уголъ, равный 120^0. Лучъ свѣта, вошедшій черезъ одну грань, не можетъ выйти изъ сосѣдней; показатель преломленія льда равенъ 1.31, а потому лучи при паденіи на сосѣднюю грань претерпѣваютъ полное внутреннее отраженіе. Двѣ несосѣднія грани, раздѣленныя одной стороной, образуютъ призму съ преломляющимъ угломъ равнымъ 60^0. Другую призму съ угломъ, равнымъ 90^0, образуютъ плоскости основаній съ каждой изъ боковыхъ граней. Возобновимъ въ памяти нашей общія свойства призмъ.

Пусть ABC (рис. 155) есть плоскость главнаго сѣченія призмы, коей преломляющій уголъ $ACB=\alpha$; пусть въ плоскости главнаго сѣченія падаетъ лучъ SD подъ угломъ $SDE=i$; уголъ преломленія $FDG=r$; уголъ паденія на плоскость BC равенъ r', уголъ выхожденія $HGI=i'$; лучъ SD, пройдя черезъ призму, отклонится на уголъ $HKL=d$

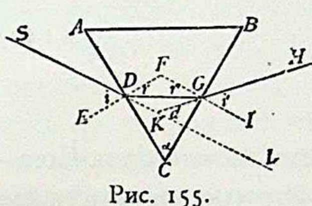


Рис. 155.

Очевидно, что

$$r+r'+DFG=180^0 \text{ и } \alpha+DFG=180^0,$$

откуда

$$r+r'=\alpha. \tag{138}$$

Изъ треугольника KDG: $$d=(i-r)+(i'-r')=i+i'-\alpha \tag{139}$$

Изъ послѣдней формулы видно, что уголъ отклоненія d для одной и той же призмы зависитъ отъ угловъ i и i'. Изъ физики извѣстно, что, при опредѣленной величинѣ угла i, отклоненіе d достигаетъ минимума; въ этомъ случаѣ говорятъ, что призма находится въ положеніи наименьшаго отклоненія. Если призма находится въ положеніи наименьшаго отклоненія, то $i=i'$ и $r=r'$; обозначая этотъ минимальный уголъ отклоненія черезъ D, будемъ имѣть:

$$D=2i-\alpha \text{ и } 2r=\alpha, \tag{140}$$

откуда

$$i=\frac{D+\alpha}{2} \text{ и } r=\frac{\alpha}{2}.$$

Но

$$\sin i=n\sin r;$$

слѣдовательно,

$$\sin\frac{D+\alpha}{2}=n\sin\frac{\alpha}{2}. \tag{141}$$

Изъ этого уравненія можно опредѣлить *наименьшее* отклоненіе, которое можетъ произвести данная призма. Показатель преломленія льда $n = 1.3070$ (для красныхъ лучей) и $n = 1.3170$ (для фіолетовыхъ). Если преломляющій уголъ равенъ 60^0, то D (кр.) $= 21^0 50'$, а D (фіол.) $= 22^0 40'$. Если же $\alpha = 90^0$, то D (кр.) $= 45^0 44'$, D (фіол.) $= 48^0 8'$. Нетрудно также опредѣлить *максимумъ* отклоненія, который мы обозначимъ черезъ L. Очевидно, что максимумъ будетъ достигнутъ тогда, когда уголъ $i' = 90^0$, а для этого необходимо, чтобы $r' = r_0$ (предѣльному углу, величина котораго опредѣляется изъ уравненія $\sin r_0 = 1 : n$). Въ этомъ случаѣ, уравненія (138) и (139) примутъ видъ:

$$L = i + 90 - \alpha \text{ и } r + r_0 = \alpha,$$

а слѣдовательно, $$\sin(L - 90^0 + \alpha) = n \sin(\alpha - r_0)$$

или $$-\sin[90 - (L + \alpha)] = n \sin(\alpha - r_0)$$

и, наконецъ, $$\cos(L + \alpha) = n \sin(r_0 - \alpha). \quad (142)$$

Если $\alpha = 60^0$, то L (кр.) $= 43^0 28'$.

Вычислимъ по формулѣ (139) углы d при различныхъ значеніяхъ i. Полученная табличка покажетъ, что если призму поставить въ положеніе наибольшаго отклоненія, а затѣмъ поворачивать ее около оси такъ, чтобы углы паденія постепенно уменьшались, то уголъ отклоненія будетъ также уменьшаться и при томъ въ началѣ быстро, а затѣмъ медленнѣе; особенно медленное измѣненіе будетъ имѣть мѣсто вблизи положенія наименьшаго отклоненія. Изъ этого видно, что если между источникомъ свѣта, посылающимъ пучекъ параллельныхъ лучей, и глазомъ будетъ находиться множество призмъ, оси которыхъ имѣютъ всевозможныя положенія, то наиболѣе освѣщенными будутъ казаться всѣ тѣ призмы, которыя находятся въ положеніяхъ, близкихъ къ положенію наименьшаго отклоненія по отношенію къ падающему пучку. Изложенныя соображенія даютъ *общій* пріемъ для объясненія цѣлаго ряда явленій.

Кругъ въ 22^0. Кругъ этотъ принадлежитъ къ наиболѣе частымъ явленіямъ; онъ описанъ около солнца или луны радіусомъ, равнымъ 22^0; внутри окрашенъ краснымъ, а снаружи зеленоватымъ и голубоватымъ цвѣтами, хотя чаще цвѣта мало замѣтны. Внутри круга небо темнѣе, а внѣ его значительная ясность до нѣкотораго предѣла. Кругъ этотъ вполнѣ объясняется, если допустимъ, что въ воздухѣ плаваютъ кристаллы, оси которыхъ имѣютъ всевозможныя направленія, и преломленіе происходитъ въ призмахъ, преломляющій уголъ которыхъ равенъ 60^0. Пусть (рис. 156) лучи SS падаютъ на призмы B, A, A', B'. Призмы эти отклоняютъ

лучи солнца такъ, что максимумъ отклоненія $BOS = L = 43°28'$, а минимумъ $AOS = D = 21°50'$; поэтому глазу наблюдателя, находящемуся въ точкѣ O, призмы BA и $B'A'$ будутъ казаться освѣщенными, но вблизи минимума отклоненія въ глазъ наблюдателя попадетъ больше лучей, чѣмъ по другимъ направленіямъ, а слѣдовательно, небо вблизи A и A' будетъ значительно больше освѣщено. Очевидно, что въ совершенно подобныхъ же условіяхъ будутъ находиться всѣ части неба, которыя лежатъ по окружности, описанной около линіи OS прямой AO; другими словами, глазу представится на небѣ свѣтлый кругъ, радіусъ коего $= 21°50'$. Изъ формулы (141) видно, что D увеличивается съ увеличеніемъ n (коэффиціентъ преломленія); слѣдовательно, кругъ долженъ быть окрашенъ въ красный цвѣтъ съ внутренней стороны.

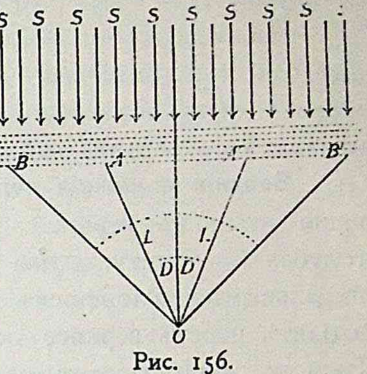


Рис. 156.

Кругъ въ 46°. Кругъ этотъ является рѣже; описанъ радіусомъ, равнымъ 46°; порядокъ цвѣтовъ прежній. Образованіе этого круга объясняется преломленіемъ въ ледяныхъ кристаллахъ, между гранями, составляющими уголъ въ 90°; при этомъ предполагается, что кристаллы имѣютъ всевозможныя направленія. Въ этомъ случаѣ D (кр.) $= 45°44'$; поэтому, если къ солнечному лучу, проходящему черезъ глазъ, проведемъ линію подъ угломъ въ $45°44'$, то эта линія укажетъ тѣ кристаллы, которые будутъ глазу наиболѣе освѣщены. Точно такъ же будутъ освѣщены всѣ кристаллы, которые лежатъ на окружности, описанной около солнечнаго луча, проходящаго черезъ глазъ, радіусомъ, равнымъ 46°. Такъ какъ D увеличивается съ увеличеніемъ n, то этотъ кругъ съ внутренней стороны долженъ быть окрашенъ въ красный цвѣтъ.

Ложныя солнца въ 22°. Ложныя солнца представляютъ цвѣтныя изображенія солнца, эллиптической формы, находящіяся по обѣ стороны дѣйствительнаго солнца на разстояніи 22°; вертикальный діаметръ равенъ діаметру солнца, а горизонтальный больше; красная окраска находится съ внутренней стороны; все явленіе сопровождается какъ бы свѣтлымъ хвостомъ длиною отъ 10° — 20°, блескъ котораго постепенно уменьшается къ внѣшней сторонѣ. Ложныя солнца въ 22° можно разсматривать, какъ тотъ частный случай круга въ 22°, когда оси всѣхъ плавающихъ въ атмосферѣ призмъ оріентированы вертикально. Такое же явленіе можетъ давать и луна. Но если оси призмъ вертикальны и солнце станетъ подыматься надъ горизонтомъ, то лучи его не будутъ падать въ плоскости главнаго сѣченія призмъ. Выводъ формулъ, служащихъ въ этомъ случаѣ для опредѣленія угловъ D и L, дѣлается болѣе сложнымъ и основывается на уравненіяхъ сферической триго-

нометріи [1]). Изъ этихъ формулъ видно, что, по мѣрѣ поднятія дѣйствительнаго солнца надъ горизонтомъ, оптическое явленіе отодвигается отъ свѣтила (наибольшее удаленіе равно 40°). Если солнце подымется до высоты $H = 60^0 45'$, то явленіе совершенно исчезаетъ.

Наблюдаютъ иногда, хотя весьма рѣдко, ложное солнце, отстоящее отъ дѣйствительнаго солнца на разстояніи 46°; это ложное солнце можетъ быть объяснено послѣдовательнымъ преломленіемъ въ двухъ призмахъ съ вертикальными осями.

Верхнія и нижнія дуги, касательныя къ кругу въ 46°. Это весьма яркія дуги; въ верхней дугѣ красная полоса обращена къ солнцу, голубая къ зениту; длина ея отъ 90° до 120°. Дуга объясняется минимальнымъ отклоненіемъ въ призмахъ, уголъ коихъ равенъ 90°. Лучи входятъ черезъ верхнее основаніе, а выходятъ черезъ боковую грань. Если же лучи падаютъ на боковыя грани, а выходятъ черезъ нижнее основаніе, то получается нижняя касательная дуга къ кругу въ 46°.

Бѣлый горизонтальный кругъ, проходящій черезъ солнце, параллельный горизонту. Онъ образуется вслѣдствіе отраженія лучей отъ боковыхъ граней плавающихъ вертикально кристалловъ. Если S — солнце (рис. 157), то вертикальная грань ab отражаетъ лучи, и глазъ наблюдателя O видитъ отраженное изображеніе солнца на такой же высотѣ надъ горизонтомъ, какъ и дѣйствительное солнце. Отраженіе отъ цѣлой массы такихъ кристалловъ дастъ цѣлый свѣтлый кругъ, параллельный горизонту.

Рис. 157.

Если оси кристалловъ имѣютъ всевозможныя положенія, то, вслѣдствіе отраженія отъ ихъ граней, не получается какое-либо рѣзко оформленное явленіе, а увеличивается только общая яркость неба.

Вертикальные столбы. При извѣстныхъ условіяхъ, во время восхода или захода солнца, видны бѣлые вертикальные столбы. Столбы 1-го рода являются тогда, когда солнце или луна находятся на нѣсколько градусовъ подъ горизонтомъ. Если солнце находится надъ горизонтомъ, то образуются столбы 2-го рода, которые простираются на 20°—25° вверхъ и внизъ отъ свѣтила. Разсмотримъ отраженіе лучей свѣта отъ нижней грани ab вертикальныхъ призмъ (рис. 158). Вслѣдствіе этого отраженія мы получимъ свѣтлое изображеніе S' солнца на столько же выше горизонта, на сколько дѣйствительное солнце S находится подъ горизонтомъ. Если представимъ себѣ далѣе, что кристаллы колеблются въ извѣстныхъ предѣлахъ около положенія равновѣсія, то получимъ удлиненное изображеніе солнца,

Рис. 158.

[1]) См. Robel. Höfe und Nebensonnen. Göttingen, 1872, S. 105.

т. е. столбъ 1-го рода, исчезающій съ появленіемъ солнца на горизонтѣ. Пусть β — амплитуда колебаній, а H — высота солнца подъ горизонтомъ; тогда верхній конецъ столба будетъ находиться на высотѣ $-H+2\beta$, а нижній $-H-2\beta$; если $H=2\beta$, то нижній конецъ столба находится на горизонтѣ. Иногда высота столбовъ достигаетъ 30^0—40^0, а для этого необходимо допустить колебаніе въ предѣлахъ 15^0 и болѣе, что мало вѣроятно. Но явленіе можетъ быть объяснено, если допустимъ, что лучи претерпѣваютъ многократныя отраженія. Пусть высота солнца подъ горизонтомъ равна H. Лучъ свѣта SA (рис. 159) падаетъ на нижнюю грань ab, отражается вторично отъ верхней грани cd второго кристалла, встрѣчаетъ грань ef третьяго кристалла и, отразившись, попадаетъ въ глазъ наблюдателя O. Лучъ SA можетъ претерпѣвать пяти-семи-кратное отраженіе. Если допустить, что вертикальныя оси кристалловъ испытываютъ колебанія въ предѣлахъ β^0, то высота верхняго конца столба выразится слѣдующимъ образомъ:

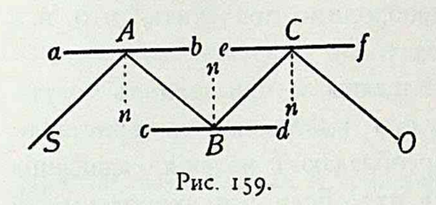


Рис. 159.

послѣ	1 — кратнаго отраженія	. .	$h=-H+2\beta$,
»	3 » »	. .	$h=-H+6\beta$,
»	5 » »	. .	$h=-H+10\beta$,
»	$(2n+1)$ » »	. .	$h=-H+2(2n+1)\beta$.

Для объясненія происхожденія столбовъ 2-го рода, положимъ, что солнце находится надъ горизонтомъ на высотѣ H, и лучи его претерпѣваютъ отраженія двукратныя (рис. 160), четырехкратныя (рис. 161)

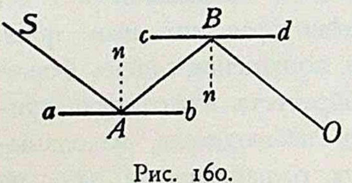


Рис. 160.

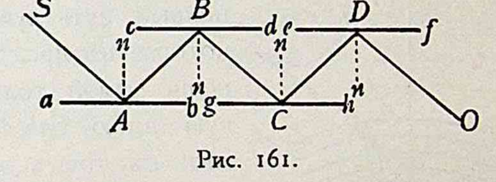


Рис. 161.

и т. д. Высоты верхняго конца (h_1) и нижняго (h_2) выразятся слѣдующимъ образомъ:

послѣ	2 — кратнаго отраженія	. . . .	$h_1=H+4\beta$, $h_2=H-4\beta$,
»	4 » »	. . . .	$h_1=H+8\beta$, $h_2=H-8\beta$,
»	$2n$ » »	. . . .	$h_1=H+4n\beta$, $h_2=H-4n\beta$.

При восходѣ и заходѣ солнца столбы обоихъ родовъ имѣютъ общій центръ; когда свѣтило опускается подъ горизонтъ, столбы 1-го рода подымаются, а столбы 2-го рода исчезаютъ; если же свѣтило подымается надъ горизонтомъ, то столбы 1-го рода исчезаютъ, и свѣтило сопровождаютъ только столбы 2-го рода.

Иногда въ одно время бываетъ виденъ столбъ 2-го рода и бѣлый горизонтальный кругъ; если отъ бѣлаго горизонтальнаго круга видны только болѣе свѣтлыя части, сосѣднія съ солнцемъ, то на небѣ является *крестъ*. Подобнымъ же образомъ, преломленіемъ и отраженіемъ свѣта въ призмахъ, могутъ быть объяснены и другія оптическія явленія. Напримѣръ, преломленіемъ въ призмахъ, уголъ которыхъ $= 90^0$, можно объяснить верхнія и нижнія дуги, касательныя къ кругу въ 22^0, а также эллиптическое гало; для этого необходимо допустить, что всѣ оси кристалловъ горизонтальны.

Замѣтимъ въ заключеніе, что оси ледяныхъ кристалловъ могутъ быть удлинены или укорочены; если оси удлинены, то кристаллы имѣютъ видъ иглъ; въ этомъ случаѣ преобладаютъ явленія, зависящія отъ преломленія въ боковыхъ граняхъ ихъ. Если оси укорочены, то кристаллы имѣютъ форму шестиугольныхъ пластинокъ, и тогда преобладаютъ явленія, зависящія отъ отраженія отъ основаній (столбы 1-го или 2-го рода).

Понятіе объ астрономической рефракціи. Перейдемъ къ разсмотрѣнію явленій, обусловленныхъ тѣми измѣненіями, которыя претерпѣваютъ лучи свѣта при переходѣ изъ одного слоя воздуха въ другой, если плотности этихъ слоевъ неодинаковы. Мы уже знаемъ, что плотность воздуха съ высотою постепенно уменьшается. Для простоты разсужденія допустимъ, что атмосфера состоитъ изъ весьма тонкихъ концентрическихъ слоевъ, плотность которыхъ постепенно убываетъ. Пусть (рис. 162) лучъ свѣта *Ea* приходитъ на границу атмосферы. Входя въ слой *a*, лучъ приближается къ нормали; встрѣчая болѣе плотный слой *b*, онъ опять измѣняетъ свое направленіе и т. д.; полный путь луча есть нѣкоторая ломанная линія, которая въ предѣлѣ, при допущеніи слоевъ безконечно малой толщины, образуетъ нѣкоторую кривую линію *EabcdA*; глазъ наблюдателя, находящагося въ точкѣ *A*, судитъ о направленіи луча по направленію его послѣдняго элемента, т. е. по направленію касательной *AE'*, а слѣдовательно, свѣтило представится вслѣдствіе рефракціи ближе къ зениту, чѣмъ оно находится въ дѣйствительности, на уголъ *E'AE*. Если допустимъ, что слои атмосферы горизонтальны, то можно приблизительно вычислить величину рефракціи для свѣтилъ, высота коихъ больше 15^0—20^0. Извѣстно, что если лучъ свѣта пробѣгаетъ слои различной плотности, ограниченные параллельными плоскостями, то онъ въ послѣдній слой входитъ такъ, какъ если бы всѣхъ промежуточныхъ слоевъ не существовало. И дѣйствительно,

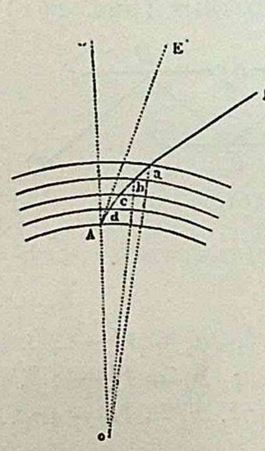


Рис. 162.

(рис. 162), пусть Ea — лучъ, исходящій изъ свѣтила E, вступающій въ атмосферу въ точкѣ a; $abcdA$ — путь луча; V_0, V_1, V_2, V_3, V_n — скорости свѣта въ междупланетной средѣ, а также въ слояхъ ab, bc, cd,... dA; Z_0, Z_1,... Z_n — углы паденія нашего луча въ отдѣльныхъ слояхъ. При этихъ обозначеніяхъ:

$$\frac{\sin Z_0}{\sin Z_1} = \frac{V_0}{V_1}, \qquad \frac{\sin Z_1}{\sin Z_2} = \frac{V_1}{V_2}, \ldots, \frac{\sin Z_{n-1}}{\sin Z_n} = \frac{V_{n-1}}{V_n}.$$

Перемножая почленно эти уравненія, получимъ:

$$\frac{\sin Z_0}{\sin Z_n} = \frac{V_0}{V_n}.$$

При давленіи 760 *мм* и температурѣ 0^0, показатель преломленія воздуха равенъ 1.000294; слѣдовательно

$$\sin Z_0 = 1.000294 \sin Z_n,$$

гдѣ Z_0 — есть истинное, а Z_n — уменьшенное рефракціей зенитное разстояніе. Показатель преломленія измѣняется съ давленіемъ, влажностью и температурой, и потому точное опредѣленіе величины рефракціи составляетъ одну изъ весьма сложныхъ задачъ. Приводимъ здѣсь приблизительныя величины r рефракціи при давленіи 760 *мм* и температурѣ 10^0 для различныхъ зенитныхъ разстояній Z:

Z	r	Z	r
0^0	0.0″	60^0	1′ 40.6″
5	5.1	70	2 38.6
10	10.3	80	5 18.9
20	21.2	85	9 49.8
30	33.6	87	14 21.8
40	48.8	89	24 36.7
50	1′ 9.3	90	35 24.2

Вслѣдствіе рефракціи мы видимъ солнце надъ горизонтомъ тогда, когда нижній край его еще находится на 35′ ниже горизонта; вслѣдствіе этого, солнце видимо 2-мя минутами дольше, чѣмъ въ томъ случаѣ, если бы преломленія въ атмосферѣ не существовало; то же самое имѣетъ мѣсто и во время захода солнца. Въ полярныхъ странахъ, гдѣ суточный путь солнца весьма косвенъ къ горизонту, удлиненіе дня вслѣдствіе рефракціи гораздо значительнѣе; такъ, напримѣръ, на Мельвилевыхъ островахъ ночь, которая должна продолжаться три мѣсяца, сокращается на 12 дней. Вслѣдствіе рефракціи дискъ солнца и луны на горизонтѣ принимаетъ эллиптическую форму (вертикальная ось короче горизонтальной); вслѣдствіе рефракціи нижній край приподымается на 35′, а

верхній только на 28′; эта разность въ поднятіи и производитъ, при благопріятныхъ условіяхъ, сжатую, форму солнца или луны.

Колебанія горизонта. Миражъ. Если поверхность земли въ жаркій день нагрѣется такъ, что слои воздуха, лежащіе вблизи земли, сдѣлаются менѣе плотными, то преломляющая ихъ сила уменьшится, и это повлечетъ за собою явленіе, извѣстное подъ именемъ «*пониженіе горизонта*». Разсмотримъ лучъ (рис. 163), выходящій изъ какой-нибудь точки горизонта H; такъ какъ нижніе слои воздуха менѣе плотны, чѣмъ верхніе, то весь ходъ луча выразится, въ предѣлѣ, нѣкоторой кривой, обращенной выпуклостью къ землѣ. Глазъ O судитъ о положеніи точки H по направленію касательной къ кривой HO; слѣдовательно, глазу будетъ казаться, что точка H находится въ H'; это явленіе и называется *пониженіемъ горизонта*.

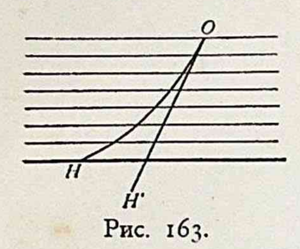


Рис. 163.

Если же, вслѣдствіе, напримѣръ, сильнаго охлажденія земной поверхности, нижніе слои сдѣлаются значительно болѣе плотными, чѣмъ верхніе, то тогда происходитъ, такъ называемое, *поднятіе* горизонта; предметы, лежащіе ниже горизонта, дѣлаются видимыми. Лучъ свѣта, переходя изъ средины болѣе плотной (рис. 164) въ средину менѣе плотную, удаляется отъ перпендикуляра; весь путь луча представитъ кривую линію, обращенную выпуклостью вверхъ, и предметъ кажется выше своего мѣста.

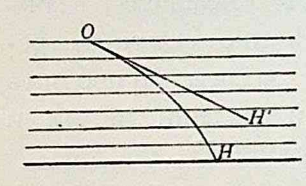


Рис. 164.

Если воздухъ не остается въ покоѣ, а слои его вслѣдствіе какой нибудь причины перемѣщаются, то видимое изображеніе предметовъ, находящихся подъ горизонтомъ, кажется перемѣщающимся. Къ этой группѣ явленій слѣдуетъ отнести явленіе, видимое близъ Реджіо въ Мессинскомъ проливѣ и называемое Фата-Моргана.

Не менѣе интересно явленіе миража, особенно въ степяхъ Африки. Около полудня, когда солнце достигаетъ значительной высоты, поверхность почвы кажется покрытой слегка волнующейся водой; скалы, деревушки кажутся островами; онѣ какъ бы отражаются въ водѣ, и видны обратныя ихъ изображенія. По мѣрѣ приближенія наблюдателя, вода эта какъ бы постепенно отодвигается, удаляется отъ него. Это — ***нижній миражъ***. Нерѣдки также случаи ***верхняго*** миража. Скоресби, въ полярныхъ моряхъ, наблюдалъ иногда изображенія судовъ въ воздухѣ въ обратномъ видѣ, которыя находились надъ дѣйствительными предметами. Однажды Скоресби видѣлъ въ воздухѣ обратное изображеніе одного судна, которое въ это время было подъ горизонтомъ; въ телескопъ можно было видѣть даже различныя части корабля; корабль

находился въ это время на разстояніи 30 миль. Иногда можно наблюдать явленіе *боковою* миража. Соре, на берегу Женевскаго озера, наблюдалъ судно, приближавшееся къ берегу, и рядомъ съ нимъ его изображеніе; по мѣрѣ приближенія судна къ берегу, разстояніе между предметомъ и его изображеніемъ становилось больше и больше, и, наконецъ, изображеніе исчезло.

Анализъ показываетъ, что въ слояхъ воды или воздуха, плотность которыхъ непрерывно уменьшается, свѣтовой лучъ описываетъ траекторію, состоящую изъ двухъ вѣтвей: восходящей и нисходящей; вершина этой кривой обращена въ сторону менѣе плотныхъ слоевъ. Изогнутость этой кривой зависитъ отъ закона распредѣленія плотностей въ массѣ жидкости. Траекторію эту можно демонстрировать на слѣдующемъ лекціонномъ опытѣ. Возьмемъ длинный ящикъ со стекляными боковыми стѣнками (рис. 165), наполнимъ его осторожно водою, насыпавъ предварительно на дно равномѣрный слой поваренной соли. Соль будетъ растворяться и диффундирорать медленно, отъ слоя къ слою, вверхъ. Получится среда, въ которой плотность постепенно уменьшается снизу вверхъ. Если черезъ отверстіе *a* направимъ косвенно лучъ свѣта, то въ темнотѣ ясно обнаружится его траекторія съ вершиной и двумя вѣтвями. Глазъ, приставленный къ отверстію *c*, ясно увидитъ двойное изображеніе отверстія *a*. Приборъ этотъ даетъ опытное воспроизведеніе верхняго миража. Вообще, многія оптическія явленія можно, для лекціонныхъ цѣлей, воспроизвести искусственно въ аудиторіи.

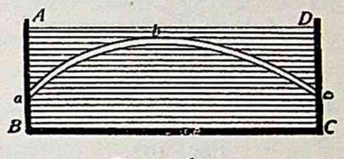


Рис. 165.

Если нижніе слои воздуха сильно переохлаждены, то траекторія имѣетъ видъ *O a A* (рис. 166, верхній чертежъ). Это *верхній* миражъ.

Если, напротивъ того, нижніе слои перегрѣты, то получается *нижній* миражъ (рис. 166, нижній чертежъ). Условія для образованія нижняго миража слѣдующія: 1) воздушные слои, прилегающіе къ землѣ, должны быть нагрѣты сильнѣе непосредственно выше лежащихъ; 2) лучи должны падать на эти разрѣженные слои подъ очень острыми углами; 3) наблюдатель долженъ находиться на незначительной высотѣ и на большомъ разстояніи отъ предмета. Отсюда понятно, почему миражъ является посреди большихъ равнинъ; понятно также, почему при приближеніи наблюдателя миражъ исчезаетъ.

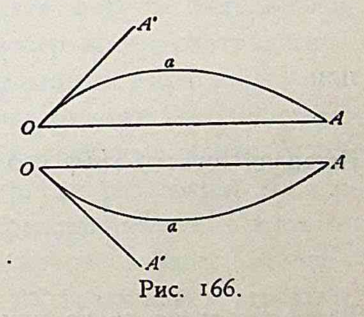


Рис. 166.

Наконецъ, если допустить, что плотность воздуха измѣняется при переходѣ отъ одного вертикальнаго слоя воздуха къ другому, то по-

лучается *боковой* миражъ а это возможно, если на берегу озера находится съ восточной стороны высокая скала; часть воздуха, закрытая скалой, находится съ утра въ тѣни въ то время, какъ находящійся надъ озеромъ воздухъ уже нагрѣтъ и успѣлъ принять меньшую плотность.

Въ нѣкоторыхъ случаяхъ предметы видны увеличенными или уменьшенными, сдвинутыми иногда въ сторону; вмѣсто одного изображенія представляются намъ два и болѣе, при чемъ одни изъ нихъ прямыя, другія — обратныя. Подробное изслѣдованіе этихъ сложныхъ случаевъ сдѣлалъ Тэтъ (см. Tait. Trans. of the Royal Soc. of Edinburg, 30, 1883), а также Куммеръ.

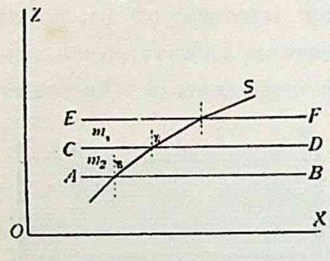


Рис. 167.

Общее уравненіе траекторіи луча въ атмосферѣ. Положимъ (рис. 167), что атмосфера раздѣлена на безконечно тонкіе слои горизонтальными плоскостями AB, CD, EF.... Пусть ось абсциссъ OX параллельна AB, и кривая, проведенная отъ точки S, представляетъ часть траекторіи свѣтоваго луча. Если m_1, φ_1 и m_2, φ_2 — показатели преломленія и углы паденія въ двухъ сосѣднихъ слояхъ, то

$$\sin\varphi_1 : \sin\varphi_2 = m_2 : m_1, \text{ или } m_1 \sin\varphi_1 = m_2 \sin\varphi_2.$$

Переходя отъ слоя къ слою, мы легко убѣдимся, что вдоль всей траекторіи луча

$$m \sin\varphi = c \text{ (постоянной).} \tag{143}$$

Съ другой стороны,

$$\tang\varphi = \frac{dx}{dz}; \tag{144}$$

или

$$\frac{dx}{dz} = \frac{\sin\varphi}{\sqrt{1-\sin^2\varphi}}. \tag{145}$$

Вставляя вмѣсто $\sin\varphi$ его значеніе изъ уравненія (143), получимъ:

$$dx = c\frac{dz}{\sqrt{m^2-c^2}}. \tag{146}$$

Если начальная точка кривой имѣетъ координаты $x=0$ и $z=z_1$, то

$$x = c\int_{z_1}^{z}\frac{dz}{\sqrt{m^2-c^2}}. \tag{147}$$

Это и есть уравненіе траекторіи свѣтового луча въ слояхъ атмосферы, плотность которыхъ въ извѣстномъ направленіи постепенно убываетъ. Чтобъ опредѣлить форму этой кривой, необходимо знать зависимость между плотностью всякаго даннаго слоя атмосферы и соотвѣтствующей его высотой, такъ какъ $m = f(z)$. При тѣхъ среднихъ условіяхъ, которыя мы встрѣчаемъ въ природѣ, кривая, опредѣляемая уравненіемъ (147), состоитъ, какъ мы сказали раньше, изъ двухъ вѣтвей и имѣетъ вершину, обращенную въ сторону менѣе плотныхъ слоевъ.

Мерцаніе звѣздъ. Явленіе мерцанія звѣздъ заключается въ быстро слѣдующихъ другъ за другомъ *измѣненіяхъ силы свѣта* неподвижныхъ звѣздъ. Для звѣздъ, находящихся вблизи горизонта, присоединяются еще непрерывные переливы окраски. Причина этого явленія аналогична тому кажущемуся дрожанію предметовъ, которое наблюдается въ жаркіе лѣтніе дни, когда почва сильно нагрѣта солнечными лучами. Это дрожаніе происходитъ вслѣдствіе того, что лучи, идущіе отъ даннаго предмета, проходятъ черезъ слои, температура, а, слѣдовательно, и преломляемость которыхъ различны, вслѣдствіе чего эти лучи претерпѣваютъ частыя и притомъ по величинѣ и направленію непрерывно измѣняющіяся отклоненія. Лучъ свѣта, проходя всю толщу атмосферы, встрѣчаетъ на своемъ пути струйки воздуха, плотность которыхъ отличается отъ плотности окружающаго воздуха, вслѣдствіе чего лучи подвергаются частымъ преломленіямъ. Мы можемъ представить себѣ, что на поверхности свѣтовой волны образуются какъ бы шероховатости, т. е. мѣста выпуклыя и вогнутыя. Средній размѣръ такой неправильности приблизительно равенъ одному квадратному дециметру; радіусъ кривизны не менѣе 1800 *м*; высота или глубина не достигаетъ 0.001 *мм*, т. е. она одного порядка съ длиною волны. Колебанія въ направленіи луча не превышаютъ нѣсколькихъ секундъ, такъ что они на глазъ незамѣтны. Зато колебанія кажущейся *силы* свѣта могутъ быть весьма значительны, ибо выпуклой части волновой поверхности соотвѣтствуютъ лучи расходящіеся, а вогнутой — лучи сходящіеся. Положимъ, что на плоской волновой поверхности образовались рядомъ выпуклость и вогнутость съ радіусами кривизны $+6000$ *м* и -6000 *м*. Силы свѣта пучковъ лучей, исходящихъ изъ этихъ мѣстъ, на разстояніи 1000 *м* отъ нихъ, относятся уже какъ 1 : 2. Если представимъ себѣ пучекъ лучей, площадь поперечнаго сѣченія котораго не очень мала, то очевидно, что «густота лучей», т. е. сила свѣта въ различныхъ мѣстахъ такого сѣченія, будетъ весьма различна, и притомъ распредѣленіе силы свѣта въ сѣченіи будетъ подвержено непрерывнымъ и неправильнымъ измѣненіямъ въ зависимости отъ непрерывно мѣняющагося положенія выше упомянутыхъ струекъ воздуха на пути пучка лучей. Въ моментъ восхода солнца или передъ полнымъ солнечнымъ затменіемъ, когда

отъ солнечнаго диска видна одна яркая точка, замѣчаются на поверхности бѣлыхъ стѣнъ, такъ называемая, летучія тѣни; это мѣста разрѣженія лучей, быстро мѣняющія свое положеніе. Если вдвинутъ окуляръ телескопа такъ, чтобы вмѣсто изображенія неподвижной звѣзды получить только поперечное сѣченіе сходящагося пучка, то мы увидимъ кружокъ, различныя части котораго неодинаково свѣтлы, при чемъ распредѣленіе въ немъ свѣта непрерывно мѣняется. Зрачекъ глаза человѣка такъ малъ, что въ каждый данный моментъ въ него вступаетъ либо сгущенный, либо разрѣженный пучекъ лучей, а потому кажущаяся яркость звѣзды подвергается непрерывнымъ и притомъ весьма значительнымъ измѣненіямъ, а въ этомъ и заключается явленіе мерцанія.

Планеты не мерцаютъ, такъ какъ онѣ представляютъ не точки, но маленькіе кружки, различныя точки которыхъ мерцаютъ какъ бы независимо другъ отъ друга. Понятно, что средняя сила свѣта при этомъ должна оставаться почти неизмѣнной. Существуетъ цѣлый рядъ приборовъ, служащихъ для наблюденія или измѣренія степени мерцанія звѣздъ; они называются сцинтиллометрами.

Прозрачность и цвѣтъ моря. Свѣтъ, падающій на поверхность воды, частью отражается, а частью проникаетъ вглубь, гдѣ, въ свою очередь, частью поглощается, частью разсѣивается морскою водою. Если черезъ J_0 обозначимъ напряженіе падающаго свѣта, а черезъ J напряженіе свѣта на глубинѣ x, то, принимая гипотезу Бугера (потеря въ напряженіи свѣта, въ безконечно тонкомъ слоѣ, пропорціональна толщинѣ проходимаго слоя и напряженію свѣта падающаго пучка), будемъ имѣть:

$$J = J_0 e^{-ax} \qquad (148$$

гдѣ a — постоянная, зависящая отъ состава воды.

Для опредѣленія прозрачности воды опускаютъ въ горизонтальномъ положеніи бѣлый дискъ или бѣлый шаръ извѣстныхъ размѣровъ и опредѣляютъ глубину, на которой погруженный въ воду предметъ перестаетъ быть видимымъ. Наблюденія показали прежде всего, что глубина исчезанія зависитъ отъ состоянія водной поверхности, размѣровъ диска, высоты и положенія глаза наблюдателя, высоты солнца надъ горизонтомъ. По Секки, меньшій дискъ исчезалъ на меньшей глубинѣ. Диски, окрашенные въ различные цвѣта, дали различные результаты: скорѣе всего поглощаются морской водой красные и желтые лучи, тогда какъ фіолетовые проникаютъ глубже всего. Бѣлый дискъ при погруженіи сначала кажется зеленоватымъ, затѣмъ голубовато-зеленымъ, синеватымъ и, мало по малу, сливается съ цвѣтомъ воды. Примѣняли другіе методы. Опускали въ воду электрическую лампу извѣстной силы свѣта и по прежнему опредѣляли глубину ея исчезанія и измѣненія окраски свѣта. Изъ сказаннаго видно, какъ мало сравнимы между собою

отдѣльныя серіи наблюденій. Наибольшая прозрачность найдена въ Саргассовомъ морѣ (66 *м*), южнѣе Мадейры (57 *м*), посреди Индійскаго океана (50 *м*), въ восточной части Средиземнаго моря (60 *м*). Вообще, прозрачность болѣе 46 *м* встрѣчается рѣдко. Прозрачность значительно видоизмѣняется вслѣдствіе присутствія въ водѣ суспендированныхъ органическихъ и неорганическихъ веществъ. Въ Женевскомъ озерѣ электрическая лампочка теряла рѣзкость свѣта на глубинѣ 38.5 *м*. Разсѣянный же ея свѣтъ исчезалъ на глубинѣ 82.8 *м*.

Для опредѣленія предѣльной глубины распространенія свѣта примѣняютъ способъ погруженія свѣточувствительныхъ пластинокъ. Пластинки эти, въ особомъ аппаратѣ, погружаютъ на извѣстную глубину, экспонируютъ въ теченіе опредѣленнаго времени и судятъ о напряженіи свѣта по степени ихъ измѣненія. Подобныя наблюденія, произведенныя вблизи Ниццы, показали, что при ясной погодѣ въ полдень свѣтъ еще активенъ до глубины 348 *м* и только съ глубины 400 *м* пластинки не обнаружили дѣйствія свѣта. Изъ этихъ наблюденій можно было заключить, что до глубины 303 *м*, свѣтъ получался въ теченіе всего дня, а глубже 400 *м* было полное отсутствіе свѣта. Петерсенъ съ усовершенствованнымъ аппаратомъ нашелъ вблизи Капри, что замѣтное дѣйствіе свѣта продолжается до глубины 550 *м*; эта же глубина близка къ той, на которой почти прекращается растительная жизнь. Животные огранизмы, даже высшіе, находимы были даже на глубинахъ 4000 — 5000 *м*.

Лабораторные опыты показали, что дистиллированная вода въ слоѣ, толщиною въ 1 — 2 *м*, имѣетъ голубой цвѣтъ. На основаніи опытовъ Шпринга, такой же цвѣтъ свойственъ и морской водѣ, лишенной всякихъ суспендированныхъ въ ней постороннихъ частицъ. Такая оптически чистая вода поглощаетъ лучи всѣхъ преломляемостей, но въ различной пропорціи. При одной и той же толщинѣ голубые лучи поглощаются гораздо слабѣе, чѣмъ красные, а потому и даютъ водѣ голубую окраску. Частицы, суспендированныя въ морской водѣ, измѣняютъ основной цвѣтъ, вводя часто желтый оттѣнокъ, вслѣдствіе чего окончательный цвѣтъ воды получаетъ зеленоватую окраску. Разнообразный планктонъ, а также массы неорганической мути могутъ придать водѣ и другіе оттѣнки до бураго включительно.

Часть третья.

Земной магнетизмъ.
Электрометеорологія.
Методы современной метеорологіи.

Кериев

XXII.

Земной магнетизмъ.

Предварительныя понятія. Земной шаръ, взятый въ его цѣломъ, обладаетъ извѣстными магнитными свойствами. Магнитъ, подвѣшенный на вертикальной нити, принимаетъ опредѣленное положеніе: однимъ концомъ онъ направляется, вообще, къ сѣверу, а другимъ — къ югу. Выведенный изъ этого положенія, онъ совершаетъ рядъ колебаній около прежняго положенія равновѣсія. Земля, слѣдовательно, обнаруживаетъ на стрѣлку нѣкоторое направляющее дѣйствіе. Стальная стрѣлка, укрѣпленная на горизонтальной оси и уравновѣшенная горизонтально, послѣ намагничиванія, принимаетъ вообще наклонное положеніе.

Въ основѣ ученія о земномъ магнетизмѣ лежатъ простѣйшіе физическіе законы: 1) во всякомъ магнитномъ тѣлѣ существуютъ, выражаясь языкомъ старой физической гипотезы, двѣ магнитныя массы — сѣверная (положительная) и южная (отрицательная); 2) частицы разноименныхъ жидкостей притягиваются, а одноименныхъ отталкиваются; 3) мы не можемъ представить себѣ тѣло, въ которомъ бы находилось опредѣленное количество положительной массы безъ соотвѣтствующаго количества отрицательной; поэтому, если мы наше тѣло мысленно раздѣлимъ на весьма малые элементы и магнитныя массы, содержащіяся въ каждомъ изъ элементовъ, обозначимъ черезъ m_1, m_2, m_3, ..., то $m_1 + m_2 + m_3 + \ldots = o$, или $\Sigma m = o$, гдѣ знакъ суммы долженъ быть распространенъ на всѣ элементы тѣла; 4) о количествѣ магнитной массы въ данномъ элементѣ можно судить по внѣшнимъ ея дѣйствіямъ; говорятъ, что масса въ 2, 3, 4,... раза больше, если дѣйствія ея на опредѣленную массу увеличивается также въ 2, 3, 4,... раза; 5) взаимодѣйствіе магнитныхъ массъ выражается законами Кулона, на основаніи которыхъ притяженіе или отталкиваніе f двухъ массъ m и m_1 прямо пропорціонально величинѣ этихъ массъ и обратно пропорціонально квадрату ихъ разстоянія r, т. е.

$$f = K \frac{m m_1}{r^2}, \qquad (149)$$

гдѣ K — коэффиціентъ, значеніе котораго зависитъ отъ выбора единицъ. Если за единицу массы примемъ массу, которая, дѣйствуя на

равную ей массу, находящуюся на разстояніи единицы, развиваетъ силу равную единицѣ, то $K = 1$

и
$$f = \frac{m m_1}{r^2} \cdot \text{[1]}$$

Но дѣйствія двухъ массъ могутъ быть притягательныя и отталкивательныя, смотря по знаку взаимодѣйствующихъ массъ. Мы будемъ считать силу *положительной* въ томъ случаѣ, когда она стремится *уменьшить* разстояніе между взаимодѣйствующими массами, а потому предыдущую формулу нужно написать въ слѣдующемъ видѣ:

$$f = -\frac{m m_1}{r^2} \cdot \qquad (150)$$

Окружающее земной шаръ пространство представляетъ магнитное поле, въ каждой точкѣ котораго дѣйствуютъ магнитныя силы. Это поле вызвано или совокупностью магнитныхъ массъ земли или цѣлой системой электрическихъ токовъ. Станемъ на первую изъ указанныхъ точекъ зрѣнія и будемъ разсматривать землю, какъ совокупность магнитныхъ элементовъ. Разсмотримъ предварительно фиктивный случай. Представимъ себѣ (рис. 168) вблизи земной поверхности въ точкѣ A отдѣльно взятую единицу положительной магнитной массы. Магнитные элементы земли обозначимъ черезъ m', m'', m'''..., а ихъ разстоянія отъ нашей массы A пусть будутъ соотвѣтственно r_1, r_2, r_3...; при этихъ обозначеніяхъ дѣйствіе отдѣльныхъ массъ на единицу массы въ точкѣ A выразится:

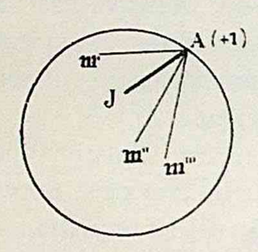


Рис. 168.

$$-\frac{m'}{r_1^{\,2}}, \quad -\frac{m''}{r_2^{\,2}}, \quad -\frac{m'''}{r_3^{\,2}} \ldots$$

Нетрудно найти величину и направленіе равнодѣйствующей J всѣхъ этихъ силъ. Эту силу J называютъ ***полнымъ напряженіемъ земного магнетизма*** въ данной точкѣ. Первоначальная задача ученія о земномъ магнетизмѣ заключается въ томъ, чтобы для каждой точки поля опредѣлить величину и направленіе силы J. На небольшомъ протяженіи поля направленіе и величину этой силы можно считать постоянными, а самое поле — однороднымъ. Очевидно, что величина и направленіе этой силы можетъ измѣняться при переходѣ отъ одной точки земной по-

---

[1]) Единица магнетизма, въ системѣ C. G. S., дѣйствуетъ въ пустотѣ на равную ей массу на разстояніи одного *см* съ силою, равною одной динѣ. Примѣняются еще иногда единицы Гаусса. Въ этой системѣ за единицу длины принимаютъ одинъ *мм*, за единицу массы одинъ *мг*, а за единицу времени одну секунду.

верхности къ другой въ зависимости отъ распредѣленія магнитныхъ массъ земли. Съ другой стороны, возможно допустить вліяніе измѣняющихся внѣшнихъ факторовъ, а также временное перераспредѣленіе магнитныхъ массъ или электрическихъ токовъ внутри земли, вызывающихъ измѣненіе этой силы во времени (варіаціи). Другими словами, сила J можетъ измѣняться какъ въ пространствѣ, такъ и во времени.

Для лучшаго уясненія задачъ ученія о земномъ магнетизмѣ прибѣгнемъ къ аналогіи. Земля представляетъ совокупность матеріальныхъ массъ, дѣйствующихъ по законамъ Ньютона. Атмосфера является полемъ, въ которомъ дѣйствуютъ силы тяжести. Положимъ, что на поверхности земли въ точкѣ A (рис. 168) находится единица матеріальной массы. На эту массу дѣйствуетъ притяженіе всѣхъ элементовъ, составляющихъ земной шаръ. Всѣ силы эти можно замѣнить равнодѣйствующей и найти ея направленіе и величину. Эта равнодѣйствующая называется *полнымъ напряженіемъ тяжести*. Задача ученія о земной тяжести заключается въ томъ, чтобы опредѣлить эту силу въ каждой точкѣ земного поля, а также опредѣлить измѣненія ея въ пространствѣ и времени (варіаціи тяжести). На небольшомъ пространствѣ поля направленіе и силу тяжести можно считать постоянными, а поле однороднымъ. Напряженіе силы тяжести можно опредѣлить изъ наблюденій свободнаго паденія тѣлъ или качаній маятника. Въ ученіи о земномъ магнетизмѣ вопросъ осложняется тѣмъ, что мы не можемъ имѣть тѣла, обладающаго одной какой-либо массой (положительной или отрицательной). Въ природѣ существуютъ магниты съ двумя разнородными полюсами, и разсмотрѣнный на стр. 396 случай является случаемъ вполнѣ фиктивнымъ. Да и вообще не существуетъ способовъ для непосредственнаго опредѣленія силы J.

Элементы земного магнетизма. Проведемъ мысленно вертикальную плоскость черезъ направленіе полнаго напряженія въ данномъ мѣстѣ. Эта плоскость называется *плоскостью магнитнаго меридіана* даннаго мѣста. Она составляетъ нѣкоторый двугранный уголъ b съ плоскостью мѣстнаго географическаго меридіана. Этотъ уголъ b называется *склоненіемъ*. Положимъ (рис. 169), что $HAVJ$ — плоскость магнитнаго меридіана и AJ — полное напряженіе. Разложимъ силу J на двѣ: горизонтальную H и вертикальную V. Сила H называется *горизонтальной слагающей*, а сила V — *вертикальной составляющей* силы земного магнетизма. Уголъ $HAJ = i$ называютъ *наклоненіемъ*. Очевидно, что, если намъ будутъ извѣстны три изъ величинъ b, H, V, i, въ числѣ которыхъ находится b, то наша задача будетъ рѣшена. Дѣйствительно, склоненіе b опредѣлитъ плоскость, въ которой находится полное на-

H A i J V

Рис. 169.

пряженіе J, i — дастъ уголъ, составленный полнымъ напряженіемъ съ горизонтомъ, H — опредѣлитъ горизонтальную часть силы J. Сдѣлавъ соотвѣтствующія геометрическія построенія, можно получить V и J. Между элементами H, V, i и J существуютъ простѣйшія зависимости:

$$tg i = \frac{V}{H}, \quad V = J \sin i, \quad H = J \cos i, \quad J^2 = V^2 + H^2 \qquad (151)$$

Дѣйствіе земного магнетизма на магнитную стрѣлку. До сихъ поръ мы разсмотрѣли фиктивный случай, а именно, дѣйствіе земли на полюсъ — единицу, отдѣльно взятый. Но въ природѣ мы встрѣчаемъ всегда магниты, имѣющіе два полюса, которые обладаютъ равными между собою, но противоположными по знаку, магнитными массами. Представимъ себѣ магнитъ, который подвѣшенъ на нити такъ, что онъ можетъ вращаться только въ горизонтальной плоскости. Положимъ далѣе, что магнитныя массы, сосредоточенныя въ его полюсахъ, равны $+m$ и $-m$. Отклонимъ магнитъ ns на уголъ u отъ положенія магнитнаго меридіана NS (рис. 170). Возможныя движенія этого магнита будутъ обусловлены лишь горизонтальной слагающей земного магнетизма. Допустимъ, что часть магнитнаго поля, въ которомъ находится нашъ магнитъ, однородна, т. е. горизонтальныя силы, дѣйствующія на оба полюса, по направленію и числовой своей величинѣ, совершенно одинаковы и параллельны магнитному меридіану NS. Если обозначимъ горизонтальную слагающую буквой H, то на полюсы дѣйствуютъ силы Hm и $-Hm$, равныя и прямо противоположныя. Разложимъ каждую изъ нихъ на двѣ, изъ которыхъ одна дѣйствовала бы по продолженію магнита ns, а другая перпендикулярно къ нему. Очевидно, что составляющія по оси магнита взаимно уничтожаются; силы же $na = Hm \sin u$ и $sa = Hm \sin u$ образуютъ пару силъ, стремящуюся привести магнитъ въ положеніе магнитнаго меридіана. Итакъ, если допустить, что часть земного магнитнаго поля, въ которой находится нашъ магнитъ, однородна, то дѣйствіе земного магнетизма сводится къ парѣ силъ и не сообщаетъ магниту поступательнаго движенія, а только вращательное. Моментъ вращенія K пары равенъ, какъ извѣстно, одной изъ силъ, умноженной на разстояніе $2a$ между точками приложенія этихъ силъ, т. е. $K = 2a Hm \sin u$. Произведеніе $2am = M$ называется *магнитнымъ моментомъ* магнита; слѣдовательно,

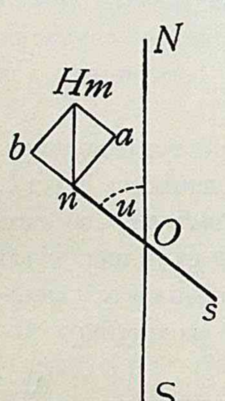


Рис. 170.

$$K = MH \sin u \qquad (152)$$

Формула эта представляетъ аналогію съ моментомъ вращенія математическаго маятника $K = mgl \sin u$, гдѣ g — ускореніе силы тяжести, l — разстояніе тяжелой точки маятника отъ оси его вращенія, а u — уголъ, на который отклоненъ маятникъ изъ отвѣснаго положенія. Въ обоихъ случаяхъ моментъ вращенія пропорціоналенъ синусу угла отклоненія. Если мы отклонимъ магнитъ на уголъ $u = 90^0$ и соотвѣтствующій моментъ вращенія обозначимъ буквой D, то $D = MH$. Моментъ D называется направляющей силой земного магнетизма. Для маятника направляющая сила $D = mlg$. Маятникъ приходитъ въ положеніе равновѣсія тогда, когда направленіе его совпадаетъ съ отвѣсной линіей. Горизонтальная магнитная стрѣлка достигаетъ равновѣсія тогда, когда $u = 0$, т. е. когда направленіе ея совпадаетъ съ направленіемъ магнитнаго меридіана. Подобно маятнику, магнитная стрѣлка, отклоненная отъ положенія магнитнаго меридіана, совершаетъ рядъ качаній около положенія равновѣсія. Если бы не существовало никакихъ сопротивленій (сопротивленіе воздуха, треніе на оси), то стрѣлка отклонилась бы въ другую сторону на уголъ u (гдѣ скорость вращенія ея достигла бы нуля), затѣмъ повернула обратно и совершала бы свои колебанія до безконечности. Въ дѣйствительности же, амплитуды колебаній, какъ маятника такъ и стрѣлки, постепенно уменьшаются и, наконецъ, движеніе прекращается. Въ виду указанныхъ аналогій мы вправѣ заключить, что законы колебаній маятника и стрѣлки одинаковы; для маятника, при малыхъ амплитудахъ колебаній, найдено, что время T одного простого качанія дается формулой:

$$T = \pi \sqrt{\frac{K}{mgl}},$$

гдѣ K есть нѣкоторая постоянная для даннаго маятника величина (моментъ инерціи), а mgl — направляющая сила тяжести. Для магнита величинѣ mgl соотвѣтствуетъ выраженіе MH, а, слѣдовательно, для магнита

$$T = \pi \sqrt{\frac{K}{MH}}. \qquad (153)$$

Замѣтимъ что въ полныхъ курсахъ земного магнетизма эта формула можетъ быть выведена совершенно самостоятельно.

Разсмотримъ теперь, какое положеніе равновѣсія приметъ стрѣлка, если она укрѣплена на горизонтальной оси, проходящей черезъ центръ тяжести, и можетъ вращаться только въ вертикальной плоскости (рис. 171). Если эта плоскость совпадаетъ съ плоскостью магнитнаго меридіана, то на полюсъ n дѣйствуютъ двѣ силы: горизонтальная Hm и вертикальная Vm. Обѣ эти силы можно замѣнить одной равнодѣйствующей

Рис. 171.

Im. На томъ же основаніи, на полюсъ s дѣйствуетъ сила, равная — Im параллельная силѣ Im. Очевидно, что магнитъ, въ состояніи равновѣсія, приметъ положеніе $n' s'$, параллельное Im, и составитъ съ горизонтомъ уголъ $n O n'$. Но

$$tg\, n O n' = \frac{V}{H} = tg\, i \tag{154}$$

гдѣ i — уголъ наклоненія. Слѣдовательно, магнитъ, въ состояніи равновѣсія, наклонится къ горизонту подъ угломъ, равнымъ *углу наклоненія* даннаго мѣста. Если же вертикальная плоскость возможныхъ качаній магнита составляетъ съ плоскостью магнитнаго меридіана уголъ α, то на каждый изъ полюсовъ дѣйствуютъ силы, абсолютныя величины которыхъ равны $Hm \cos a$ и Vm, а, слѣдовательно, въ состояніи равновѣсія, магнитъ составитъ съ горизонтомъ нѣкоторый другой уголъ, напримѣръ, уголъ i', и

$$tg\, i' = \frac{V}{H \cos \alpha}. \tag{155}$$

Дѣля (155) на (154), получимъ:

$$tg\, i' = \frac{tg\, i}{\cos \alpha}. \tag{156}$$

Изъ уравненія (156) видно, что, по мѣрѣ увеличенія угла α, уголъ i' увеличивается; когда $\alpha = 90^0$, то $tg\, i' = \infty$, а $i' = 90^0$, т. е., чѣмъ больше мы будемъ отклонять плоскость возможныхъ качаній магнита отъ плоскости магнитнаго меридіана, тѣмъ уголъ, составленный стрѣлкой и горизонтальной линіей будетъ больше; наконецъ, если плоскость возможныхъ качаній магнита станетъ въ положеніе, перпендикулярное къ плоскости магнитнаго меридіана, то стрѣлка приметъ вертикальное положеніе (въ этомъ положеніи на полюсъ нашей стрѣлки дѣйствуетъ только одна вертикальная составляющая).

Если магнитъ совершенно свободенъ, то онъ стремится стать въ положеніе, совпадающее съ направленіемъ полнаго напряженія земного магнетизма въ данномъ мѣстѣ. Если же онъ составляетъ съ этимъ направленіемъ уголъ u, то моментъ вращенія K въ плоскости, проходящей черезъ ось магнита и направленіе полнаго напряженія, равенъ $Im \sin u$.

Если магнитная стрѣлка, вращающаяся въ горизонтальной плоскости, придетъ въ положеніе равновѣсія, то она составитъ съ географическимъ меридіаномъ мѣста уголъ, равный углу склоненія. Точно также, если магнитная стрѣлка, которая можетъ вращаться только въ вертикальной плоскости магнитнаго меридіана, придетъ въ положеніе равновѣсія, то она составитъ съ горизонтальной линіей уголъ, равный углу *наклоненія*.

Опредѣленіе горизонтальной слагающей силы земного магнетизма. Опредѣленіе горизонтальной слагающей весьма сложно и требуетъ большой экспериментальной опытности. Въ настоящемъ курсѣ мы можемъ изложить только идею примѣняемаго на практикѣ пріема. Опредѣленіе это слагается изъ двухъ группъ наблюденій: наблюденія качаній и наблюденія отклоненій. Изъ первой группы измѣреній опредѣляютъ произведеніе MH, изъ второй — частное $\frac{M}{H}$.

Для опредѣленія MH подвѣшиваютъ магнитъ NS горизонтально на коконовой нити, отклоняютъ его на небольшой уголъ изъ положенія равновѣсія и опредѣляютъ время одного его качанія. Если K заранѣе опредѣлено, то MH опредѣлится изъ уравненія (153). Затѣмъ магнитъ NS снимаютъ, вмѣсто него подвѣшиваютъ новый короткій магнитъ ns и опредѣляютъ уголъ, на который отклонится магнитъ ns подъ дѣйствіемъ магнита NS. При этомъ магнитъ NS можно располагать относительно вспомогательнаго магнита ns въ различныхъ положеніяхъ: a) перпендикулярно магнитному меридіану (рис. 172) и при томъ такъ, чтобы продолженіе стрѣлки ns прошло черезъ середину магнита NS (1-ое Гауссово положеніе) или b) перпендикулярно къ стрѣлкѣ ns (рис. 173), но такъ, чтобы продолженіе магнита NS прошло черезъ середину стрѣлки ns (2-ое Гауссово положеніе).

Рис. 172.

Рис. 173.

Рис. 174.

Разсмотримъ ближе 1-ое Гауссово положеніе. Допустимъ, что отклоняемый магнитъ ns очень малъ и находится на большомъ разстояніи отъ отклоняющаго магнита NS. Въ виду этого можно допустить, что оба полюса магнита ns находятся въ одной точкѣ O (рис. 174), а разстоянія его отъ полюсовъ и середины магнита NS одинаковы и равны r. Разсмотримъ дѣйствіе обоихъ полюсовъ магнита NS на положительный полюсъ магнита ns. Если черезъ m и m_1 обозначимъ магнитныя массы, сосредоточенныя въ полюсахъ магнитовъ NS и ns, то отталкиваніе K между N и O, направленное по линіи OK, выразится $K = \frac{m m_1}{r^2}$. Точно также притяженіе P между S и O, направленное по прямой OS, будетъ $P = -\frac{m m_1}{r^2}$. Эти двѣ силы можно замѣнить одной равнодѣйствую-

щей F, которая раздѣлитъ уголъ KOP пополамъ и будетъ параллельна оси магнита NS. Изъ чертежа видно, что

$$\frac{F}{K}=\frac{NS}{r}, \text{ откуда } F=\frac{m\,m_1}{r^2}\cdot\frac{NS}{r}.$$

Но $m.NS=M$ (магнитному моменту магнита NS); слѣдовательно, $F=\frac{M\,m_1}{r^3}$. Подъ дѣйствіемъ этой силы F стрѣлка ns отклонится отъ меридіана AB на нѣкоторый уголъ (рис. 175). Моментъ L силы F получится, если величину силы умножимъ на ея плечо, т. е.

A, m, n, c, s, N, S, B

Рис. 175.

$$L=\frac{M\,m_1}{r^3}\,cm.$$

На южный полюсъ магнита ns дѣйствуетъ точно такая же сила F, которая стремится отклонить магнитъ ns въ ту же сторону, а, слѣдовательно, полный моментъ вращенія L_1 отклоняющаго дѣйствія магнита NS на стрѣлку ns выразится

$$L_1=\frac{2\,M\,m_1}{r^3}\,a\cos\varphi=\frac{MM_1}{r^3}\cos\varphi,$$

гдѣ $2a$ — длина магнита ns, $M_1=2\,am_1$ — магнитный моментъ того же магнита, φ — уголъ отклоненія магнита ns отъ магнитнаго меридіана. Но на нашу стрѣлку дѣйствуетъ въ то же время горизонтальная слагающая сила земного магнетизма, моментъ вращенія которой равенъ $M_1H\sin\varphi$. Если стрѣлка ns, отклонившись на уголъ φ, находится въ равновѣсіи, то

$$\frac{MM_1}{r^3}\cos\varphi=M_1\,H\sin\varphi.$$

откуда
$$\frac{M}{H}=r^3\,tg\,\varphi. \qquad (157)$$

Зная же
$$MH=a \text{ и } \frac{M}{H}=b, \text{ найдемъ}$$

$$M=\sqrt{ab} \text{ и } H=\sqrt{\frac{a}{b}}.$$

Въ формулу, выражающую время одного каченія магнита, входитъ моментъ инерціи K. Моментъ инерціи представляетъ нѣкоторую аналитическую функцію, которая получится, если мы мысленно разложимъ наше вращающееся тѣло (магнитъ) на элементы, массу m каждаго элемента умножимъ на квадратъ его разстоянія r отъ оси вращенія и

найдемъ сумму полученныхъ произведеній, т. е. $K = \Sigma mr^2$. Этому выраженію можно дать физическое значеніе; положимъ, что $r = 1$; тогда $K = \Sigma m = M$, т. е. моментъ инерціи, по числовой своей величинѣ, представляетъ ту массу, которая, будучи помѣщена въ разстояніи единицы отъ оси вращенія, можетъ своей инерціей замѣнить вращающуюся массу. Если тѣло имѣетъ правильную форму, то моментъ инерціи можно вычислить теоретически. Моментъ инерціи прямоугольнаго параллелепипеда, вращающагося около вертикальной оси, проходящей черезъ середину его высоты:

$$K = \frac{p}{12}(b^2 + l^2),$$

гдѣ p — вѣсъ тѣла, b и l — ширина и длина параллелепипеда. Моментъ инерціи цилиндра, качающагося около вертикальной оси, проходящей черезъ середину его высоты, равенъ

$$K = \frac{p}{4}\left(\frac{1}{3}l^2 + r^2\right),$$

гдѣ p — вѣсъ цилиндра, l и r — высота и радіусъ основанія цилиндра.

Существуетъ и другой способъ опредѣленія горизонтальной слагающей при помощи тангенсъ-буссоли. Если N — число оборотовъ гальванометра, a — средній радіусъ оборотовъ, то поле F, производимое въ ихъ центрѣ единицей тока (постоянная гальванометра),

$$F = N\frac{2\pi a}{a^2} = N\frac{2\pi}{a}.$$

Если плоскость оборотовъ параллельна магнитному меридіану, J — сила тока, δ — отклоненіе стрѣлки отъ меридіана подъ дѣйствіемъ тока J, то

$$tg\delta = \frac{FJ}{H}, \quad \text{откуда} \quad H = FJ\,cotg\delta = N\frac{2\pi}{a}J\,cotg\delta. \qquad (158)$$

Опредѣленіе наклоненія. Мы видѣли, что если вертикальную плоскость качанія стрѣлки, вращающейся около горизонтальной оси, привести въ совпаденіе съ магнитнымъ меридіаномъ, то уголъ, составленный осью стрѣлки и горизонтальной линіей, дастъ наклоненіе. Наклоненіе опредѣляется при помощи *инклинатора*. Инклинаторъ состоитъ (рис. 176, стр. 404) изъ двухъ градуированныхъ круговъ, плоскости которыхъ взаимно перпендикулярны. Если при помощи подъемныхъ винтовъ и уровня привести нижній кругъ въ горизонтальное положеніе, то верхній кругъ установится въ вертикальной плоскости. Центры вертикальнаго и горизонтальнаго круговъ въ этомъ случаѣ будутъ находиться на одной отвѣсной прямой. Въ центрѣ вертикальнаго круга вращается

на горизонтальной оси магнитная стрѣлка. Плоскость инклинатора или, вѣрнѣе, плоскость возможныхъ качаній магнита нужно привести въ совпаденіе съ плоскостью магнитнаго меридіана; а для этого поворачиваютъ верхній кругъ около вертикальной оси до тѣхъ поръ, пока магнитная стрѣлка не придетъ въ вертикальное положеніе, а это служитъ признакомъ того, что плоскость вращенія стрѣлки перпендикулярна къ плоскости магнитнаго меридіана (см. стр. 400). Остается только повернуть плоскость инклинатора на 90^0 по дѣленіямъ горизонтальнаго круга и измѣрить по дѣленіямъ верхняго круга уголъ, заключенный между горизонтальнымъ діаметромъ верхняго круга, отмѣченнымъ дѣленіями 0^0 и 0^0, и осью стрѣлки.

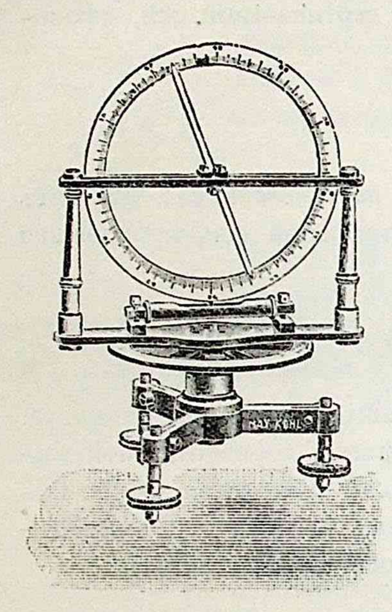


Рис. 176.

Существуетъ еще, такъ называемый, способъ *взаимно-перпендикулярныхъ азимутовъ*. Ставятъ плоскость инклинатора такъ, чтобы она составила съ магнитнымъ меридіаномъ, положеніе котораго точно неизвѣстно, какой-нибудь острый уголъ α (напр. 30^0—40^0 къ востоку отъ предполагаемаго меридіана) и измѣряютъ уголъ i_1, который составитъ въ этой плоскости магнитная ось стрѣлки съ горизонтальнымъ діаметромъ; затѣмъ поворачиваютъ плоскость инклинатора на 90^0 къ западу и измѣряютъ опять уголъ i_2 между магнитной осью стрѣлки и горизонтальной линіей. Пусть истинное наклоненіе равно i. На основаніи формулы (156) можемъ написать:

$$tg i_1 = \frac{tg i}{\cos \alpha} \quad \text{и} \quad tg i_2 = \frac{tg i}{\sin \alpha}$$

или

$$\frac{1}{tg i_1} = \frac{\cos \alpha}{tg i} \quad \text{и} \quad \frac{1}{tg i_2} = \frac{\sin \alpha}{tg i}.$$

Возвышая обѣ части въ квадратъ и складывая, получимъ уравненіе

$$\frac{1}{tg^2 i} = \frac{1}{tg^2 i_1} + \frac{1}{tg^2 i_2}, \tag{159}$$

изъ котораго вычислимъ i.

Способъ Ллойда. Если расположить вертикально въ магнитномъ полѣ земли длинный стержень мягкаго, химически чистаго, желѣза, то подъ дѣйствіемъ вертикальной слагающей V силы земного магнетизма,

въ этомъ стержнѣ индуцируются магнитныя массы, на нижнемъ концѣ — сѣверныя, на верхнемъ — южныя. Массы эти, какъ показали изслѣдованія, можно считать пропорціональными вызвавшей ихъ силѣ, въ данномъ случаѣ пропорціональными V. Если чрезъ a обозначимъ коэффиціентъ пропорціональности, то массы, появившіяся на концахъ стержня, выразятся произведеніями $+aV$ и $-aV$. Подвѣсимъ на вертикальной нити (рис. 177) маленькій магнитъ ns; на значительномъ разстояніи отъ него помѣстимъ длинный стержень мягкаго желѣза такъ, чтобы нижній конецъ его находился въ плоскости каченія магнита и чтобы линія, соединяющая этотъ конецъ со срединой магнита, была перпендикулярна къ магнитному меридіану. Между полюсами магнита, съ одной стороны, и массами, индуцированными на концахъ стержня, съ другой, возникнутъ взаимодѣйствія, которыя заставятъ магнитъ отклониться на нѣкоторый уголъ φ отъ прежняго его положенія равновѣсія. Величина этого угла даетъ возможность вычислить искомое наклоненіе силъ земного магнетизма. Пусть N' представляетъ собою нижній конецъ стержня, а ns — магнитъ, на полюсахъ котораго сосредоточены массы $+m$ и $-m$. Обозначимъ чрезъ r разстояніе N' отъ средины магнита. Въ виду незначительности длины магнита можно считать, что и полюсы магнита отстоятъ отъ точки N на разстояніи r. При такомъ положеніи магнитная масса $+aV$, имѣющаяся въ точкѣ N', будетъ отталкивать сѣверный полюсъ магнита съ силою $\frac{maV}{r^2}$ и съ такою же силою будетъ притягивать южный полюсъ.

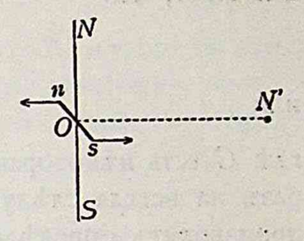


Рис. 177.

Силы эти направлены по линіямъ nN' и sN', но такъ какъ длина ns очень мала по сравненію съ разстояніемъ ON', то можно принять, что линія nN' и sN' параллельны ON'. При такомъ допущеніи величина вращающаго момента, вызваннаго этими силами, выразится произведеніемъ $\frac{maV}{r^2} l \cos\varphi$, гдѣ l есть длина ns. Дѣйствіемъ второго конца стержня на магнитъ можно пренебречь, такъ какъ при значительной длинѣ стержня этотъ конецъ будетъ очень удаленъ отъ магнита. Горизонтальная сила земного магнетизма стремится вернуть магнитъ въ плоскость магнитнаго меридіана и обусловитъ вращающій моментъ, равный $M_1 H \sin\varphi$, гдѣ M_1 есть магнитный моментъ магнита ns. Для равновѣсія ns необходимо, чтобы два противодѣйствующихъ вращающихъ момента были равны между собою:

$$\frac{maV}{r^2} l \cos\varphi = M_1 H \sin\varphi.$$

Такъ какъ ml равно M_1, то предыдущее уравненіе даетъ:

$$\frac{V}{H} = \frac{r^2}{a} tg\,\varphi.$$

Но $\frac{V}{H} = tg i$, гдѣ i есть искомый уголъ наклоненія. Такимъ образомъ находимъ, что

$$tg i = \frac{r^2}{a} tg\,\varphi,$$

или

$$tg i = C\, tg\,\varphi, \tag{160}$$

гдѣ C есть нѣкоторая постоянная величина. Находится эта постоянная разъ на всегда слѣдующимъ образомъ: одновременно два наблюдателя производятъ опредѣленія наклоненія, одинъ съ помощью инклинатора, другой — по способу Ллойда. Пусть первый нашелъ i, равнымъ 60^0, а второй φ, равнымъ 15^0. Тогда, по предыдущему уравненію,

$$tg\,60^0 = C\, tg\,15^0,$$

откуда $C = 6.464$. Такое опредѣленіе C производятъ нѣсколько разъ и для C принимаютъ среднее изъ найденныхъ значеній.

Чтобы усилить отклоненіе магнита ns, обыкновенно располагаютъ по обѣ стороны его два стержня такъ, чтобы въ плоскости качанія магнита находился нижній конецъ одного и верхній конецъ другого стержня.

Способъ Вебера. Всякое магнитное поле мы представляемъ себѣ заполненнымъ силовыми нитями, направленіе которыхъ въ каждой точкѣ совпадаетъ съ направленіемъ магнитной силы и густота которыхъ въ данномъ мѣстѣ пространства пропорціональна величинѣ этой силы. Если поле однородно, то эти силовыя нити представляютъ собою систему параллельныхъ прямыхъ, повсюду одинаково густо расположенныхъ. Таково, напримѣръ, магнитное поле земли, если его разсматривать на небольшомъ протяженіи. Если въ магнитномъ полѣ перемѣстимъ изъ одного положенія въ другое замкнутый проводникъ, то въ немъ индуцируется токъ. Изслѣдованія показали, что количество электричества, протекшее при этомъ перемѣщеніи чрезъ какое-либо сѣченіе проводника или, такъ называемый, суммарный токъ пропорціоналенъ измѣненію числа силовыхъ нитей, проходящихъ чрезъ площадь, ограниченную контуромъ проводника. Представимъ себѣ круговой проводникъ, плоскость котораго вертикальна и перпендикулярна къ магнитному меридіану. При такомъ положеніи внутри контура этого проводника проходитъ число силовыхъ нитей магнитнаго поля земли, равное Hs, гдѣ s есть площадь, ограниченная контуромъ. Повернемъ этотъ проводникъ на 180^0 около нѣкоторой оси, находящейся въ плоскости контура. Въ новомъ положеніи число силовыхъ нитей, прони-

зывающихъ контуръ, будетъ опять Hs, но силовыя нити будутъ прорѣзать контуръ уже съ другой стороны. Такимъ образомъ, при этомъ перемѣщеніи число силовыхъ нитей измѣнилось на $2Hs$, и, слѣдовательно, суммарный токъ e_1, прошедшій при этомъ по проводнику, равенъ $2aHs$, гдѣ a есть нѣкоторый коэффиціентъ пропорціональности:

$$e_1 = 2aHs.$$

Расположимъ теперь нашъ проводникъ такъ, чтобы плоскость его и ось его вращенія были горизонтальны. Если теперь повернемъ проводникъ на 180^0, то аналогично предыдущему найдемъ величину суммарнаго тока e_2 равной $2aVs$, т. е.

$$e_2 = 2aVs.$$

Дѣля послѣднее равенство на предыдущее, получимъ:

$$\frac{e_2}{e_1} = \frac{V}{H}$$

или

$$tgi = \frac{e_2}{e_1}. \qquad (161)$$

Измѣривъ величины e_2 и e_1 съ помощью баллистическаго гальванометра, можемъ вычислить искомый уголъ i.

Индукціонный инклинаторъ. Расположимъ круговой проводникъ, ось вращенія котораго находится въ плоскости контура, такъ, чтобы эта ось совпала съ направленіемъ силовыхъ нитей магнитнаго поля. При вращеніи такого проводника вокругъ оси въ немъ не будутъ индуцироваться токи, такъ какъ, при такомъ положеніи его, число силовыхъ нитей, прорѣзывающихъ контуръ, равно 0. Обратно, если въ круговомъ проводникѣ при вращеніи его не развиваются токи, то ось его вращенія совпадаетъ съ направленіемъ силовыхъ нитей. Поэтому, отыскавъ такое положеніе оси и измѣривъ уголъ, составляемый ею съ горизонтомъ, найдемъ искомое наклоненіе силъ земного магнетизма.

Опредѣленіе склоненія. Для опредѣленія склоненія нужно знать предварительно направленіе географическаго меридіана. Зная положеніе географическаго меридіана, направляютъ ось трубы теодолита по географическому меридіану, затѣмъ по магнитному меридіану и измѣряютъ, по дѣленіямъ горизонтальнаго круга, уголъ между этими двумя направленіями. Точное опредѣленіе направленія географическаго меридіана производится на основаніи пріемовъ, которые излагаются въ астрономіи. Въ настоящемъ курсѣ мы вскользь укажемъ лишь приблизительные пріемы. Наиболѣе простой методъ заключается въ наблюденіи полярной звѣзды, движенія которой очень медленны и часы кульминаціи которой

можно найти въ астрономическихъ таблицахъ (напримѣръ, въ «Русскомъ астрономическомъ календарѣ», издаваемомъ Нижегородскимъ Кружкомъ любителей астрономіи и физики). Направляя, въ моментъ кульминаціи, ось трубы на полярную звѣзду, получимъ направленіе географическаго меридіана. Прибѣгаютъ иногда къ *методу соотвѣтствующихъ высотъ*. Ось трубы направляютъ на какую-нибудь звѣзду *до* прохожденія ея черезъ меридіанъ и отмѣчаютъ положеніе ноніуса по дѣленіямъ горизонтальнаго круга. Затѣмъ, не измѣняя наклона трубы, поворачиваютъ ее къ западу, ожидая вторичнаго прохожденія той же звѣзды *послѣ* ея кульминаціи и опять отсчитываютъ положеніе ноніуса. Среднее изъ этихъ двухъ отсчетовъ опредѣлитъ положеніе географическаго меридіана.

Если въ нашемъ распоряженіи имѣется простая буссоль съ діоптрами, то въ моментъ восхода, когда солнце нижнимъ своимъ краемъ касается горизонта, измѣряемъ (рис. 178) уголъ $noS_2 = a_2$, заключенный между сѣвернымъ концомъ стрѣлки и діоптромъ, волосокъ котораго наведенъ на середину солнечнаго диска. Второе подобное же наблюденіе производится во время захода солнца, которое дастъ уголъ $noS_1 = a_1$; очевидно, что склоненіе $Non = x$ найдется изъ уравненія $x = \frac{a_1 + a_2}{2} - a_2$. Въ постоянныхъ магнитныхъ обсерваторіяхъ обыкновенно опредѣляютъ, при помощи точныхъ астрономическихъ наблюденій, *азимутъ* какого-нибудь отдаленнаго предмета (напримѣръ, креста отдаленной церкви), т. е. уголъ *AON* (рис. 179), заключенный между географическимъ меридіаномъ и лучемъ зрѣнія, направленнымъ на избранный нами отдаленный предметъ. Чаще всего опредѣляютъ азимутъ спеціально для этой цѣли установленной *миры*. Всѣ изложенные въ этой главѣ пріемы даютъ лишь идею дѣйствительныхъ опредѣленій магнитныхъ элементовъ. Полную теорію и практику магнитныхъ опредѣленій можно найти въ книгахъ и работахъ, указанныхъ въ концѣ этой книги въ рубрикѣ «Литературныя указанія».

N S₁ S₂ n s S

Рис. 178.

N A O S

Рис. 179.

Остается только сказать нѣсколько словъ о томъ, какъ установить ось зрительной трубы по направленію магнитнаго меридіана. Обыкновенно магнитъ, подвѣшенный на нити, снабженъ зеркальцемъ, плоскость котораго перпендикулярна къ магнитной оси магнита. Передъ магнитомъ установлена труба, въ которой укрѣплены двѣ перекрестныя нити *mn*. Для освѣщенія этихъ нитей въ передней части трубы сдѣланъ вырѣзъ (рис. 180), надъ которымъ помѣщено зеркальце *ab*, отражающее внѣшніе лучи на стеклянную пластинку *ce*,

помѣщенную внутри трубы; зеркальце вращаютъ до тѣхъ поръ, пока отраженные лучи не направятся вдоль оси трубы. Если посмотримъ въ трубу, то увидимъ освѣщенныя нити и ихъ отраженіе въ зеркалѣ магнита. Перемѣщаемъ трубу до тѣхъ поръ, пока нити не сольются съ ихъ отраженнымъ изображеніемъ въ зеркалѣ. Очевидно, что въ этомъ случаѣ ось трубы перпендикулярна къ зеркалу, а, слѣдовательно, параллельна магнитной оси магнита.

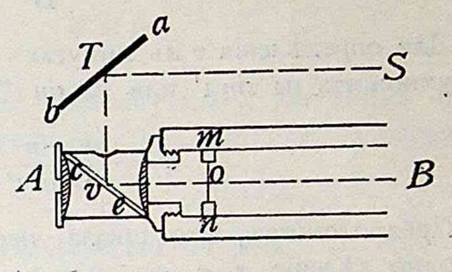


Рис. 180.

Для практическаго выполненія всѣхъ описанныхъ опредѣленій служатъ, такъ называемые, *абсолютные* магнитные инструменты: теодолитъ Лямона, теодолитъ системы Кью, большой однонитный теодолитъ Вильда и другіе. Особеннаго вниманія заслуживаютъ походные приборы Муро, изготовляемые механикомъ Шасселономъ въ Парижѣ и описанные въ «Annales du bureau météorologique central de France, 1884, *B*, 57.

Варіаціонные приборы. Магнитные элементы испытываютъ постоянныя измѣненія (варіаціи) во времени. Для изученія этихъ измѣненій служатъ особые варіаціонные приборы. Варіаціи склоненія опредѣляются при помощи *унифиляра*. Унифиляръ состоитъ (рис. 181) изъ цилиндра, сдѣланнаго изъ химически чистой мѣди, въ которомъ на коконовой нити подвѣшенъ магнитъ, снабженный зеркальцемъ *ab*; плоскость зеркальца перпендикулярна къ оси магнита. Противъ него, на извѣстномъ разстояніи, помѣщается труба *AB* со шкалой *CD*, такъ что дѣленія шкалы, отраженныя отъ зеркальца, видны въ трубѣ. Если ось трубы перпендикулярна къ зеркальцу, то въ трубѣ видно дѣленіе *n* шкалы, лежащее непосредственно надъ осью трубы. Если направленіе магнитнаго меридіана измѣнится, то, вмѣстѣ съ магнитомъ, отклонится также и зеркальце и приметъ новое положеніе *a'b'*. Въ трубѣ будемъ видѣть уже другое дѣленіе *m*. Положимъ, что уголъ, на который повернулось зеркальце, равенъ *v*. Если разстояніе зеркала отъ шкалы равно *D*, то

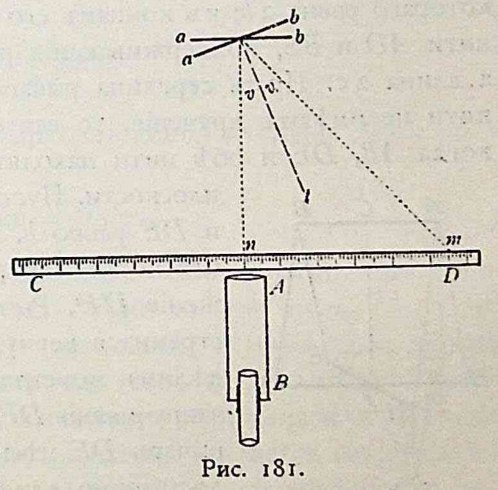


Рис. 181.

$$tg\ 2v = \frac{m-n}{D}.$$

При небольшихъ величинахъ угла v можно написать:

$$2v = \frac{m-n}{D}, \text{ или } v = \frac{m-n}{2D}. \qquad (162)$$

Для опредѣленія v въ минутахъ или въ секундахъ нужно знаменателя умножить на $\sin 1'$ или на $\sin 1''$; тогда:

$$v' = \frac{m-n}{2D\sin 1'}, \text{ или } v'' = \frac{m-n}{2D\sin 1''}. \qquad (163)$$

Предположимъ, что шкала перемѣстилась въ полѣ зрѣнія трубы на одно дѣленіе, т. е. $m - n = 1$:

$$E' = \frac{1}{2D\sin 1'}, \text{ или } E'' = \frac{1}{2D\sin 1''}. \qquad (164)$$

Выраженія E' и E'' можно назвать угловымъ значеніемъ одного дѣленія шкалы. Еще удобнѣе установить трубу со шкалой въ такомъ разстояніи отъ зеркальца, чтобы одно дѣленіе шкалы соотвѣтствовало измѣненію склоненія на $1'$. Чтобы опредѣлить это разстояніе, положимъ въ уравненіи (164) $E' = 1$; при этомъ допущеніи $D = 1718.6$ дѣленіямъ шкалы.

Варіаціи горизонтальной слагающей опредѣляются при помощи двунитнаго подвѣса или бифиляра. Теорія двунитнаго подвѣса слѣдующая.

Представимъ себѣ (рис. 182) горизонтальный рычагъ AB, длина котораго равна $2b$; къ концамъ его прикрѣплены двѣ одинаковой длины нити AD и BE, поддерживающія рычагъ DE, вѣсъ котораго равенъ P, а длина $2c$. Пусть середина рычага DE находится въ точкѣ F. Если нити не имѣютъ крученія, то вся система будетъ въ равновѣсіи тогда, когда AB, DE и обѣ нити находятся въ одной и той же вертикальной плоскости. Пусть вертикальное разстояніе между AB и DE равно h. Выведемъ систему изъ вертикальной плоскости такъ, что рычагъ DE придетъ въ положеніе $D'E'$. Рычагъ $D'E'$, подъ дѣйствіемъ тяжести, стремится вернуться въ прежнее положеніе. Опредѣлимъ моментъ вращенія въ зависимости отъ угла закручиванія $DFD' = v$. При подобномъ закручиваніи, рычагъ DE нѣсколько приподымется, но если нити достаточно длинныя, то можно допустить, что рычагъ $D'E'$ находится въ горизонтальной плоскости, проходящей черезъ DE. На точку D' дѣйствуетъ сила тяжести, равная $D'g = P:2$. Эту силу разложимъ на двѣ: одну $D'k$ по продолженію нити, а другую $D'o$, лежащую въ вертикальной плоскости, проведенной черезъ нить AD'; эта плоскость пересѣчетъ вертикальную плоскость чертежа по линіи Aa. Первая сила не произ-

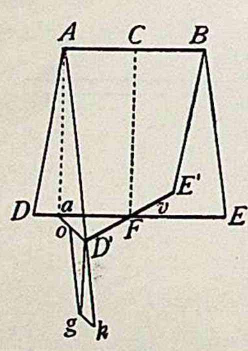


Рис. 182.

ведетъ никакого дѣйствія; вторая — будетъ стремиться вернуть рычагъ $D'E'$ въ положеніе равновѣсія. Величина этой силы

$$D'o = \frac{P}{2}\, tg\, k\, D'g = \frac{P}{2}\, tg\, D'Aa.$$

Моментъ K силы получится, если мы величину силы умножимъ на плечо r, т. е. на перпендикуляръ, опущенный изъ точки F на направленіе силы oD':

$$K = \frac{P}{2}\, r\, tg\, D'Aa = \frac{P}{2}\, tg\, D'Aa \times D'F \sin FD'a. \qquad (165)$$

Но $$D'F = c \text{ и } tg\, D'Aa = \frac{aD'}{Aa} = \frac{aD'}{h},$$

слѣдовательно, $$K = \frac{P}{2}\, \frac{aD'}{h}\, c . \sin FD'a. \qquad (166)$$

Изъ треугольника aFD':

$$aF : aD' = \sin FD'a : \sin v,$$

откуда $$aD' \sin FD'a = b \sin v.$$

Вставляя въ уравненіе (166), получимъ:

$$K = \frac{P}{2} \cdot \frac{bc}{h} \sin v.$$

Такое же выраженіе получимъ для другого конца стержня $D'E'$; полный моментъ вращенія

$$K_1 = P\, \frac{bc}{h} \sin v = D \sin v. \qquad (167)$$

Представимъ себѣ далѣе, что стержень DE замѣненъ магнитомъ. Очевидно, что эта система останется въ равновѣсіи только тогда, когда она совпадетъ съ плоскостью магнитнаго меридіана. Станемъ закручивать систему, поворачивая верхній рычагъ на уголъ ζ; въ этомъ случаѣ магнитъ DE выйдетъ изъ плоскости магнитнаго меридіана и отклонится отъ него на уголъ φ. Такимъ образомъ, система останется закрученной на уголъ $(\zeta - \varphi)$. Но если магнитъ находится въ равновѣсіи, то моментъ вращенія, зависящій отъ двунитнаго подвѣса, и моментъ вращенія, происшедшій отъ дѣйствія горизонтальной слагающей, равны между собою, т. е.

$$D \sin(\zeta - \varphi) = MH \sin \varphi. \qquad (168)$$

Закручиваемъ систему на столько, чтобы $\varphi = 90^0$, т. е. чтобы магнитъ

сталъ въ положеніе, перпендикулярное къ плоскости магнитнаго меридіана (поперечное положеніе); тогда

$$D \sin(z - 90) = MH; \text{ если } z - 90 = \psi,$$

то
$$D \sin \psi = MH. \tag{169}$$

Положимъ, что, по прошествіи нѣкотораго времени, слагающая H измѣняется на величину ΔH, и температура t_0 магнита переходитъ въ t, вслѣдствіе чего магнитный моментъ измѣняется на величину ΔM; при этихъ допущеніяхъ

$$D \sin(\psi + \Delta\psi) = (M + \Delta M)\ (H + \Delta H)$$

или $D \sin\psi \operatorname{Cos} \Delta\psi + D \cos\psi \sin \Delta\psi = MH + M\Delta H + H\Delta M + \Delta H \Delta M.$

Если $\Delta\psi$ невелико, то можно положить, что $\cos \Delta\psi = 1$ и $\sin \Delta\psi = \Delta\psi$; кромѣ того, можно пренебречь произведеніемъ $\Delta H \Delta M$; тогда

$$D \sin\psi + D \cos\psi\, \Delta\psi = MH + M\Delta H + H\Delta M$$

или
$$D \cos\psi\, \Delta\psi = M\Delta H + H\Delta M. \tag{170}$$

Дѣля уравненіе (170) на (169), получимъ:

$$\operatorname{cotg}\psi\, \Delta\psi = \frac{\Delta H}{H} + \frac{\Delta M}{M};\ \frac{\Delta H}{H} = \operatorname{cotg}\psi\, \Delta\psi - \frac{\Delta M}{M}, \tag{171}$$

т. е. измѣненіе ΔH, выраженное въ частяхъ всего напряженія H, можетъ быть измѣрено измѣненіями угла ψ. Измѣренія производятся при помощи трубы со шкалой, и предшествующему уравненію даютъ видъ:

$$\frac{\Delta H}{H} = An + B(t - t_0), \tag{172}$$

гдѣ A и B — постоянныя, которыя опредѣляются изъ наблюденій, n — число дѣленій, на которое перемѣстилась шкала въ полѣ зрѣнія трубы въ теченіе извѣстнаго времени, а $t - t_0$ выражаетъ соотвѣтствующее измѣненіе температуры.

Ллойдовы вѣсы. Варіаціи вертикальной слагающей опредѣляются при помощи *Ллойдовыхъ вѣсовъ*. Представимъ себѣ магнитъ, который можетъ вращаться около горизонтальной оси въ плоскости, перпендикулярной къ плоскости магнитнаго меридіана. Перемѣщая при помощи подвижного грузика центръ тяжести магнита, можно привести его въ положеніе, близкое къ горизонтальному. Если p — вѣсъ магнита, α — уголъ, составленный осью магнита съ горизонтомъ, d — разстояніе центра тяжести магнита отъ оси вращенія, Θ — уголъ, составленный этой линіей съ вертикальной, то для равновѣсія необходимо

$$pd \sin\Theta = VM \cos\alpha. \tag{173}$$

Если V перейдетъ въ $V+\Delta V$ и M въ $M+\Delta M$, то, очевидно, уголъ α измѣнится въ $\alpha+\Delta\alpha$, и слѣдовательно,

$$pd\sin(\Theta+\Delta\Theta)=(V+\Delta V)(M+\Delta M)\cos(\alpha+\Delta\alpha),$$

или
$$\cot g\,\Theta\,\Delta\Theta=\frac{\Delta V}{V}+\frac{\Delta M}{M}-tg\,\alpha\,\Delta\alpha. \tag{174}$$

Послѣднимъ членомъ можно пренебречь, и, если измѣненія угла α наблюдаютъ при помощи трубы со шкалой, то

$$\frac{\Delta V}{V}=An+B(t-t_0), \tag{175}$$

гдѣ A и B опредѣляются особыми наблюденіями.

Суточныя колебанія магнитныхъ элементовъ. Магнитные элементы испытываютъ постоянныя измѣненія какъ по величинѣ, такъ и по направленію: суточныя, годовыя, 11-лѣтнія и, наконецъ, неправильныя, такъ называемыя, магнитныя бури. Довольно подробно изслѣдованы *суточныя* колебанія. Если отклоненія сѣвернаго конца стрѣлки къ *востоку* будемъ считать положительными, а отклоненія къ западу — *отрицательными*, то суточный ходъ склоненія, въ среднемъ, выразится слѣдующимъ образомъ. Въ сѣверномъ полушаріи склоненіе достигаетъ наибольшаго положительнаго отклоненія въ 8 ч. утра, а наибольшаго отрицательнаго — въ 1-2 ч. пополудни. Въ 11 ч. до полудня склоненіе проходитъ приблизительно свое среднее положеніе. Другія два крайнія положенія, гораздо менѣе выраженныя, замѣчаются въ ночные часы. Обратное соотношеніе имѣетъ мѣсто въ тѣ же часы въ южномъ полушаріи. На всѣхъ станціяхъ амплитуды колебаній больше въ лѣтніе мѣсяцы и меньше въ зимніе. Вообще, увеличеніе амплитудъ колебаній замѣчается въ томъ полушаріи, въ которомъ находится солнце. Вблизи экватора суточныя колебанія въ лѣтніе мѣсяцы имѣютъ характеръ колебаній сѣвернаго полушарія, а въ зимніе — обратно. Напримѣръ, въ Батавіи (6° 22′ ю. ш.) въ февралѣ наблюдается наибольшее западное склоненіе въ 8 ч. утра, наибольшее восточное въ 3 ч. пополудни; въ іюнѣ наибольшее восточное — въ 7 ч. утра, наибольшее западное — въ 11 ч. утра. Амплитуды суточныхъ колебаній невелики и уменьшаются вообще къ экватору:

	максимумъ	минимумъ
Кью	14.2′ (апрѣль)	4.7′ (декабрь)
Петербургъ . .	12.7 (іюль)	2.5 (декабрь)
Вѣна . . .	13.4 (апрѣль)	3.2 (декабрь)
Токіо	8.7 (августъ)	3.3 (декабрь)
Одесса	8.8 (іюль)	4.1 (декабрь)
Зикавей . . .	8.7 (августъ)	3.0 (декабрь)

Суточный ходъ обнаруживается также въ ходѣ другихъ магнитныхъ элементовъ. Въ Одессѣ наклоненіе достигаетъ наибольшей величины въ 10 ч. пн., а наименьшей въ 11 ч. пд.; амплитуда равна 1.48′. Въ обсерваторіи Сенъ-Моръ, близъ Парижа, главный максимумъ наклоненія бываетъ въ 9–10 ч. пн., главный минимумъ — въ ночные часы. Колебанія эти выражены сильнѣе въ лѣтніе мѣсяцы и весьма слабо въ зимніе.

Магнитные элементы претерпѣваютъ также *вѣковыя* измѣненія. Въ слѣдующей таблицѣ приведены вѣковыя измѣненія склоненія, найденныя для второй половины истекшаго 19-го столѣтія въ различныхъ пунктахъ Европы (въ минутахъ въ годъ):

Эдинбургъ	—9.1′	Прага	—6.6
Утрехтъ	—8.6	Верона	—6.5
Гринвичъ.	—7.6	Петербургъ	—6.0
Парижъ	—7.4	Данцигъ	—5.7
Мюнхенъ	—7.8	Одесса	—5.2
Лиссабонъ	—6.8	Москва	—4.9

Распредѣленіе магнитныхъ элементовъ на земной поверхности. Наблюденія показываютъ, что дѣйствительное распредѣленіе магнитныхъ элементовъ на земной поверхности весьма сложно. Распредѣленіе это можно иллюстрировать при помощи магнитныхъ картъ. Для составленія такихъ картъ нужно числовыя величины магнитныхъ элементовъ нанести на карты и точки, имѣющія одинаковые по величинѣ и знаку, элементы, соединить кривыми линіями. Такимъ образомъ можно построить карты *изогонъ* (изолиніи склоненія), *изоклинъ* (изолиніи наклоненія) и *изодинамъ* (изолиніи напряженія). Мы указали выше, что магнитные элементы претерпѣваютъ вѣковыя измѣненія, а потому магнитныя опредѣленія, произведенныя въ разное время, несравнимы между собою. При составленіи магнитныхъ картъ необходимо элементы привести къ одной и той же эпохѣ. Таблица IV представляетъ карту равныхъ склоненій, приведенную къ эпохѣ 1 января 1905 года. На этой картѣ мы видимъ двѣ кривыя, проходящія черезъ тѣ точки, въ которыхъ склоненіе, къ 1-му января 1905 года, равнялось 0°. Это линіи безъ склоненій или агоническія. Одна изъ нихъ проходитъ вблизи Нордкапа, направляется къ восточной оконечности Финскаго залива, идетъ далѣе къ восточной части Чернаго моря, пересѣкаетъ южную часть Индостана и западную часть Новой Голландіи. Другая агоническая линія идетъ отъ острововъ Арктической Америки, проходитъ нѣсколько сѣвернѣе Вестъ-Индіи и пересѣкаетъ восточную часть Южной Америки. Всѣ мѣста земной поверхности, расположенныя къ востоку отъ американской и западнѣе европейской агонической линіи, имѣютъ *западное* склоненіе; въ поясѣ же, лежащемъ къ востоку отъ европейской и

къ западу отъ американской линіи безъ склоненія, наблюдаютъ *восточное* склоненіе. Впрочемъ, въ указанной только что зонѣ восточнаго склоненія существуетъ крупное отступленіе: на востокѣ Азіи восточное склоненіе въ нѣкоторой обширной области постепенно уменьшается и, черезъ нуль, переходитъ въ западное. Другую крупную аномалію видимъ въ экваторіальной части Тихаго океана, гдѣ восточное склоненіе сильно уменьшено. Подобныя уклоненія отъ общаго распредѣленія, но значительно менѣе обширныхъ размѣровъ, какъ увидимъ далѣе, во множествѣ разсѣяны въ различныхъ частяхъ земной поверхности. Изогоны имѣютъ видъ изогнутыхъ кривыхъ, что указываетъ на крайне неравномѣрное распредѣленіе магнитныхъ массъ внутри земли. Если мы станемъ перемѣщаться вдоль какой-нибудь параллели, то будемъ встрѣчать весьма различныя склоненія. Выйдемъ, напримѣръ, изъ точки, лежащей на европейской агонической линіи подъ 50° с. ш. и направимся къ западу. Западное склоненіе начнетъ увеличиваться, посреди Атлантическаго океана достигнетъ 33°, а затѣмъ станетъ уменьшаться, сдѣлается равнымъ 0° и перейдетъ въ восточное; наибольшее восточное склоненіе встрѣтимъ у западныхъ береговъ Америки (25°) и т. д.

Если мы нашу карту сравнимъ съ картой, составленной для эпохи 1880 года, то замѣтимъ, что общій характеръ изогонъ остался почти безъ измѣненія, но вся система кривыхъ передвинута къ востоку. Еще болѣе была передвинута къ востоку система изогонъ въ 1842 году. Вслѣдствіе такого перемѣщенія системы изогонъ, склоненіе въ различныхъ точкахъ земной поверхности претерпѣваетъ, отъ одного года къ другому, измѣненія, которыя мы раньше назвали *вѣковыми измѣненіями*. Слѣдующія числа показываютъ величину склоненія въ Лондонѣ и Парижѣ:

Лондонъ		Парижъ	
1576 годъ . . .	11°15′ къ *В*	1541 годъ . . .	7° 0′ къ *В*
1580 » . . .	11°20′ »	1578 » . . .	9° 3′ »
1657 » . . .	0° 0′ »	1662 » . . .	0° 0′ »
1818 » . . .	24°30′ къ *З*	1812 » . . .	22°18′ къ *З*.

Приведенныя числа показываютъ, что склоненіе въ Лондонѣ и Парижѣ, въ теченіе послѣднихъ четырехъ вѣковъ, было то западное, то восточное, то проходило черезъ нуль. Эти измѣненія можно разсматривать, какъ результатъ медленныхъ колебательныхъ движеній всей системы изогонъ около нѣкотораго средняго ихъ положенія. Недостатокъ наблюденій не даетъ намъ возможности точно опредѣлить продолжительность періода этихъ колебаній. Можно предполагать, что періодъ этотъ заключается между 450 и 550 годами. Самое же перемѣщеніе системы изогонъ, въ свою очередь, разсматриваютъ, какъ результатъ вѣкового перемѣщенія магнитнаго полюса земли.

Кромѣ изогоническихъ кривыхъ строятъ еще *магнитные меридіаны*. Магнитный меридіанъ есть тотъ путь, по которому будетъ перемѣщаться наблюдатель, слѣдующій по направленію, указываемому сѣвернымъ концомъ стрѣлки. Очевидно, что касательная въ каждой точкѣ этой кривой совпадаетъ съ направленіемъ оси магнитной стрѣлки. Вдоль одной и той же изогоны склоненіе остается безъ измѣненія. Но если будемъ перемѣщаться вдоль магнитнаго меридіана, то встрѣтимъ различныя склоненія. Всѣ меридіаны сходятся на сѣверѣ въ одной точкѣ, которая называется сѣвернымъ *магнитнымъ полюсомъ*. Въ южномъ полушаріи существуетъ также южный магнитный полюсъ. Географическія координаты полюсовъ слѣдующія: a) сѣверный — 70° с. ш. и 96° зап. д., b) южный — 72°52′ ю. ш. и 156°30′ в. д. отъ Гринвича. Оба полюса, какъ видно, не лежатъ на прямо противоположныхъ концахъ одного и того же діаметра земли.

Изъ карты равныхъ наклоненій (таблица IV) видно, что вблизи экватора тянется линія, вдоль которой наклоненіе равно 0°, т. е. стрѣлка сохраняетъ горизонтальное положеніе. Это — *магнитный экваторъ*. Одна часть этой линіи лежитъ сѣвернѣе, а другая — южнѣе географическаго экватора. Магнитный экваторъ пересѣкаетъ географическій экваторъ въ двухъ точкахъ: 1) посреди Тихаго океана (при переходѣ изъ сѣвернаго полушарія въ южное) и 2) въ восточной части Атлантическаго океана (подъ 10° з. д.). Къ сѣверу отъ магнитнаго экватора наклоненіе сѣверное, къ югу — южное. Наклоненіе вездѣ возрастаетъ отъ магнитнаго экватора и въ магнитныхъ полюсахъ достигаетъ 90°, т. е. стрѣлка принимаетъ отвѣсное положеніе. Вся система изоклинъ перемѣщается въ настоящее время такъ, что точки пересѣченія магнитнаго экватора съ географическимъ передвигаются къ западу. Вслѣдствіе этого, въ западной Европѣ и южной Америкѣ абсолютная величина наклоненія уменьшается, а на востокѣ Азіи, въ С. Америкѣ и Ю. Африкѣ — увеличивается. Въ средней Европѣ наклоненіе уменьшается ежегодно на 1′-2′. Въ Лондонѣ отмѣчены слѣдующія величины наклоненій: въ 1723 г. — 74°42′, въ 1821 г. — 70°3′, въ 1860 г. — 68°19′, въ 1875 г. — 67°49′.

Карты одинаковой горизонтальной составляющей обнаруживаютъ двѣ области максимальнаго напряженія вблизи экватора: a) въ Тихомъ океанѣ 3.6 - 3.8 и б) въ сѣверной части Индійскаго океана до 3.9 единицъ Гаусса. Къ сѣверу и къ югу горизонтальное напряженіе падаетъ и въ каждомъ изъ магнитныхъ полюсовъ равно 0°. Строятъ также карты полнаго напряженія земного магнетизма. Въ сѣверномъ полушаріи существуютъ двѣ области (къ востоку отъ устьевъ Лены и въ арктической Америкѣ), въ которыхъ полное напряженіе достигаетъ максимума; такія же два фокуса встрѣчаемъ и въ южномъ полушаріи. Къ экватору напряженіе уменьшается и вдоль экватора полное напря-

женіе падаетъ до минимума. Непрерывная кривая, проведенная черезъ точки минимальнаго полнаго напряженія, называется *динамическимъ экваторомъ*.

Кромѣ общихъ магнитныхъ картъ всего земного шара, строятъ болѣе детальныя карты отдѣльныхъ странъ. Подобная карта для Россіи построена покойнымъ генераломъ Тилло. Но эти карты составлены на основаніи недостаточно точныхъ и не вполнѣ сравнимыхъ межлу собою наблюденій. Въ виду этого въ настоящее время (1909 годъ) возникла мысль произвести подробную магнитную съемку Россіи. Эта работа поставлена въ связь съ общей магнитной съемкой всей земной поверхности, предпринятой по иниціативѣ института Карнеджи.

Магнитныя бури. Кромѣ періодическихъ измѣненій элементовъ земного магнетизма, наблюдаютъ еще неправильныя, внезапныя и случайныя. Эти колебанія продолжаются иногда нѣсколько часовъ, рѣдко 2 — 3 дня. Они имѣютъ меньшую интенсивность въ экваторіальныхъ странахъ и болѣе напряжены въ полярныхъ. Чтобы обнаружить магнитную бурю, нужно производить наблюденія черезъ возможно болѣе короткіе промежутки времени. Окончательно и детально были изслѣдованы магнитныя бури тогда, когда вошли во всеобщее употребленіе фотографически-регистрирующіе приборы. Приведемъ здѣсь результаты, полученные Вильдомъ относительно бури 30 января — 1 февраля 1881 года. Вильдъ собралъ записи магнитографовъ слѣдующихъ станцій: Кью, Сторневаль, Брюссель, Утрехтъ, Вѣна, Коимбра, Лиссабонъ, Павловскъ, Бомбей, Торонто, Мельбурнъ и Зикавей. Работа Вильда иллюстрирована снимками магнитныхъ записей, отнесенныхъ къ одному и тому же абсолютному времени. Разсматривая кривыя унифиляра (табл. V), видимъ, что ходъ ихъ неправиленъ. До 30-го января кривыя идутъ довольно спокойно; но, около 10 ч. пд. 30-го января, въ ходѣ кривыхъ многихъ станцій обнаруживается скачекъ, указывающій на начало бури. Послѣ 10 ч. пд. кривыя опять идутъ довольно равномѣрно. Новый, болѣе сильный, ударъ замѣтенъ въ 5 ч. пн. слѣдующаго дня, и опять наступаетъ періодъ относительнаго покоя. Буря достигаетъ своего кульминаціоннаго пункта между 2 ч. пд. и 11 ч. пд. 31-го января. При этомъ рѣзко бросается въ глаза одновременность возмущеній на всемъ земномъ шарѣ. Это показываетъ, что возмущающія силы проявляютъ повсемѣстно свое дѣйствіе въ одно и то же абсолютное время. На всѣхъ кривыхъ, начерченныхъ на станціяхъ западной Европы, замѣчается параллелизмъ, иногда до мельчайшихъ деталей. Кривыя, начерченныя въ Павловскѣ, представляютъ уже нѣкоторыя отступленія; наибольшія отступленія отъ западно-европейскаго типа представляютъ кривыя въ Бомбеѣ и Зикавеѣ. Кривыя же, начерченныя въ Торонто и Мельбурнѣ, находятся по отношенію къ европейскимъ въ противоположной

фазѣ: поднятію кривой въ Европѣ соотвѣтствуетъ ея пониженіе въ Торонто и Мельбурнѣ. Это изученіе магнитограммъ наводитъ насъ на ту мысль, что во время бури вся система изолиній испытывала, повидимому, неправильныя колебанія около нѣкотораго средняго положенія. Такимъ образомъ, магнитныя бури можно разсматривать, какъ слѣдствіе какихъ-то пертурбацій, вызывающихъ временное перераспредѣленіе магнитныхъ массъ внутри земли. Естественно является вопросъ: откуда исходятъ эти пертурбаціи: изъ нѣдръ ли земли, или онѣ находятся въ атмосферѣ, или, быть можетъ, исходятъ изъ космоса? Вильдъ, анализируя январскую бурю 1881 года, приходитъ къ тому заключенію, что возмущающія силы исходили, большею частью, изъ пояса земли, лежащаго около 60° преимущественно сѣверной широты и при томъ изъ различныхъ глубинъ, колебавшихся отъ 50 до 60 *км*. Замѣтимъ, что эта буря сопровождалась полярнымъ сіяніемъ, а также сильными земными токами въ телеграфныхъ проводахъ. Максимальныя фазы сіяній совпадали съ моментами наибольшей напряженности магнитной бури. Нѣсколько шире охватывается вопросъ о буряхъ изслѣдованіями Шмидта.

Шмидтъ, изслѣдуя бурю 28-го февраля 1896 года, приходитъ къ весьма интереснымъ выводамъ. Если сравнивать записи магнитографовъ сосѣднихъ станцій, то замѣчается большое сходство въ числѣ и положеніи отдѣльныхъ волнъ и зигзаговъ, но величины отклоненій далеко не всегда и не вездѣ одинаковы. Но, чѣмъ дальше отстоятъ сравниваемыя станціи, тѣмъ больше разницы въ ихъ записяхъ; въ отдѣльныхъ своихъ частяхъ кривыя могутъ находиться даже въ противоположныхъ фазахъ. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто измѣненіе магнитныхъ свойствъ исходитъ изъ особыхъ центровъ, которые перемѣщаются въ пространствѣ. Пертурбаціонная сила измѣняетъ не только свою величину, но также и направленіе; центры дѣйствія какъ будто иногда проходятъ надъ мѣстомъ наблюденія, иногда приближаются, а иногда удаляются отъ него. Причиной этихъ пертурбацій можно считать электрическіе токи, пробѣгающіе въ земной корѣ или въ атмосферѣ, преимущественно въ верхнихъ ея слояхъ. Мы не имѣемъ яснаго представленія о возникновеніи указанныхъ токовъ. Это, по всей вѣроятности, токи, выдѣляющіеся изъ общей системы земныхъ токовъ — блуждающіе электрическіе вихри на подобіе циклоновъ и антициклоновъ нашего воздушнаго океана. Существованіе такой системы токовъ установлено, какъ извѣстно, Бецольдомъ для объясненія суточныхъ колебаній магнитныхъ элементовъ. Шмидтъ опредѣлилъ величину и направленіе силъ, вызвавшихъ пертурбаціи въ горизонтальной слагающей 28 февраля 1896 года. Эти силы, найденныя для отдѣльныхъ моментовъ, нанесены на карту. На таблицѣ V направленіе стрѣлокъ даетъ направленіе пертурбаціонной силы, а величина стрѣлокъ — напряженіе этой силы на станціяхъ Киль, Вильгель-

мсгафенъ, Кью, Потсдамъ, Утрехтъ, Геттингенъ, Дармштадтъ, Парижъ, Вѣна и Пола, черезъ каждыя 5 минутъ между 6 и 7 пд. ср. Гринвичскаго времени. Оказывается, что направленія пертурбаціонныхъ силъ на различныхъ станціяхъ, въ моменты сильныхъ пертурбацій, представляютъ или сходящійся, или расходящійся пучекъ; въ періоды же сравнительнаго покоя они дѣлаются приблизительно параллельными, что указываетъ на большое удаленіе центра дѣйствій. Пунктъ схожденія перемѣщается въ пространствѣ со скоростью 1 *км.* въ секунду. Сравнительное изученіе горизонтальной и вертикальной составляющихъ обнаружило, по мнѣнію Шмидта, тотъ фактъ, что главный источникъ пертурбацій находится въ атмосферѣ, а не внутри земли. Понятно, что внѣшній, измѣняющійся по величинѣ и мѣсту, токъ долженъ индуцировать внутренніе токи, что въ дѣйствительности и наблюдается. На таблицѣ V (группы стрѣлокъ 1, 2 и 3) ясно видно дѣйствіе пертурбаціонной силы, перемѣщающейся въ пространствѣ и постепенно усиливающейся. Изъ группы 4-ой видно, что пертурбація усилилась и удалилась на большое разстояніе. На группахъ 5 и 6-ой видны уже неправильности, которыя указываютъ на появленіе новаго небольшого кольца токовъ. Въ этой группѣ векторы образуютъ сходящійся пучекъ, въ то время какъ первоначально они расходились. Такимъ образомъ, мы имѣемъ еще новый фактъ, доказывающій, что жизнь нашей планеты, взятой въ ея цѣломъ, съ ея лито-гидро- и аэросферой слѣдуетъ изучать, какъ жизнь одного общаго организма.

Какого порядка колебанія элементовъ во время магнитныхъ бурь? Во время бури 30 янв. - 1 февр. 1881 года амплитуда колебаній стрѣлки склоненія въ Павловскѣ равнялась 2° 33′; въ Сторневалѣ она была 1° 30′, а въ Мельбурнѣ не превышала 0° 26′. Амплитуды колебаній въ Копенгагенѣ, во время бури 13 - 14 февраля 1892 года, были: 1° 20′ для склоненія и 0.01655 ед. C. G. S. для горизонтальной слагающей, что составляетъ 9% средней ея величины. Въ тотъ же день въ Павловскѣ склоненіе колебалось въ предѣлахъ 3° 14′. Еще болѣе значительная амплитуда (4° 50′) отмѣчена въ Павловскѣ во время бури 31 окт. - 1 ноября 1903 года. Во время бури 14 февраля 1892 г. въ Павловскѣ амплитуды колебаній горизонтальной слагающей достигли 0.02416, а вертикальной слагающей — 0.01369 ед. C. G. S. Въ мѣстностяхъ, близкихъ къ магнитному полюсу, отмѣчены болѣе значительныя колебанія элементовъ во время магнитныхъ бурь. Бауэръ, въ статьѣ своей «Hunting the magnetic pole», говоритъ, что, во время бури 31-го окт. - 1 ноября 1903 года, Циглеръ, въ заливѣ Теплицъ (земля Франца Іосифа), констатировалъ измѣненіе въ направленіи стрѣлки на 17.33° въ теченіе 2 часовъ. Въ ноябрѣ 1882 года Грили въ заливѣ Франклинъ отмѣтилъ отклоненіе стрѣлки на 20.5°.

Въ Павловскѣ, по Дубинскому, отъ 1873 по 1902 годъ записано 78 бурь, во время которыхъ стрѣлка колебалась въ предѣлахъ 1" и болѣе. Въ Кью въ теченіе 11 лѣтъ (1890—1900) записано вообще 125 отдѣльныхъ бурь и 209 дней съ бурей. Въ Гринвичѣ, между 1875 и 1903 годами, насчитываютъ 19 сильныхъ пертурбацій. По наблюденіямъ въ Кью, пертурбаціи наиболѣе часты въ мартѣ и октябрѣ, наиболѣе рѣдки въ іюнѣ.

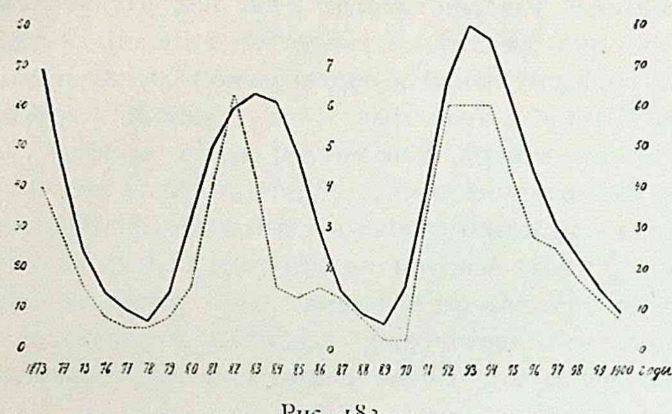


Рис. 183.

Число пертурбацій измѣняется при переходѣ отъ одного года къ другому, при чемъ довольно явственно обнаруживается связь ихъ съ повторяемостью земныхъ токовъ и полярныхъ сіяній. Въ свою очередь, указанныя три категоріи явленій имѣютъ 11-лѣтнюю періодичность, совпадающую съ подобной же періодичностью солнечныхъ пятенъ. На рис. 183 нижняя кривая выражаетъ повторяемость пертурбацій въ Павловскѣ, а верхняя — повторяемость солнечныхъ пятенъ.

Но, если дѣйствительно существуетъ связь между магнитными явленіями на земной поверхности и дѣятельностью на солнцѣ, то естественно является новый вопросъ: если внезапно и быстро усилится дѣятельность въ солнечной атмосферѣ, то можетъ ли это усиленіе непосредственно отразиться на магнитной, такъ сказать, жизни нашей планеты? На этотъ вопросъ дали утвердительные отвѣты Каррингтонъ и Вильдъ. Французскій астрономъ Трувелло доложилъ Парижской Академіи Наукъ, что 16-го августа 1885 года, въ 9 ч. 5 м. утра средняго парижскаго времени, на восточномъ краю солнца появился весьма блестящій протуберанцъ, который первоначально оставался въ покоѣ, а затѣмъ, сдѣлавшись еще болѣе блестящимъ, началъ быстро подниматься; въ 11 ч. 20 м. вершина его достигла огромной высоты; послѣ этого протуберанцъ началъ терять свой блескъ и вскорѣ исчезъ. Вильдъ сопоставилъ это наблюденіе Трувелло съ записями магнитографа въ Павловскѣ. Оказалось, что всѣ три элемента земного магнетизма обнаружили съ момента образованія протуберанца замѣчательныя отклоненія, причемъ максимумъ бури и ея окончаніе вполнѣ совпали съ наибольшимъ поднятіемъ и исчезновеніемъ протуберанца. Желательны въ этомъ направленіи дальнѣйшія изслѣдованія.

Магнитныя аномаліи. Въ распредѣленіи магнитныхъ элементовъ на земной поверхности замѣчены болѣе или менѣе значительныя отсту-

пленія отъ общаго хода, выразителемъ котораго являются магнитныя карты. По мѣрѣ того, какъ магнитныя съемки дѣлаются детальнѣе, открываются новыя и новыя аномаліи. Въ нѣкоторыхъ мѣстахъ эти аномаліи незначительны и выражаются отступленіемъ въ склоненіи на 1°-2° отъ нормальной величины. Въ другихъ районахъ эти уклоненія гораздо значительнѣе. Въ одномъ случаѣ аномалія выражается лишь нѣкоторымъ изгибомъ въ ходѣ изогонъ; въ другомъ — аномалія окаймлена замкнутыми изолиніями, и градіенты достигаютъ огромной величины. Одесса находится въ области подобной аномаліи. На разстояніи 25 *км* склоненіе измѣняется на 5°, а наклоненіе на 1°. Но одесская аномалія ничтожна въ сравненіи съ курской и аномаліей Кривого Рога. Курская аномалія была открыта приватъ-доцентомъ Казанскаго университета Смирновымъ, около г. Бѣлгорода, въ 1874 году. Аномалію эту изслѣдовали позже Пильчиковъ, Сергіевскій, Родъ, Фритше. Въ 1896 году, для изслѣдованія этой аномаліи, былъ приглашенъ извѣстный французскій магнитологъ Муро. Профессоръ Лейстъ продолжаетъ и нынѣ дальнѣйшія изслѣдованія и успѣлъ уже произвести магнитныя опредѣленія болѣе четырехъ тысячъ пунктовъ. Оказалось, что эта аномалія, охватывающая всю почти Курскую губернію, представляетъ какъ бы два магнитные гребня, идущіе отъ СЗ къ ЮВ-ку. Изъ отчета Муро видно, что, на основаніи общихъ картъ изолиній, магнитные элементы въ Курскѣ къ 1-му іюня 1896 года должны были имѣть слѣдующія значенія: D (склоненіе) $= -2^{\circ}$ (восточное), i (наклоненіе) $= 64^{\circ}\ 30'$, $H = 0.205$ ед. C. G. S. Между тѣмъ въ дѣйствительности оказалось: $D = +4^{\circ}\ 7.3'$, $i = 66^{\circ}\ 50.3'$, $H = 0.19256$. Въ другихъ пунктахъ Курской губ. отступленія еще болѣе значительны. Въ слѣдующей табличкѣ показаны крайнія значенія магнитныхъ элементовъ:

	широта	долгота отъ Парижа	
Непхаево	50° 48.2′	34° 15.4′	$D = +55^{\circ}\ 35'$ (зап.)
Кочетовка	51° 2.3′	34° 8.5′	$D = +85^{\circ}\ 44'$
ibid.	51° 1.8′	34° 8.5′	$D = +96^{\circ}\ 37'$
ibid.	51° 1.6′	34° 6.8′	$D = -34^{\circ}\ 00'$ (вост.)
Покровское . . .	50° 53.8′	34° 6.3′	$i = 82^{\circ}\ 13'$
Ётовка	51° 16.5′	35° 14.7′	$i = 48^{\circ}\ 18'$
Кочетовка	51° 1.6′	34° 6.8′	$H = 0.5713$ ед. C. G. S.
Лукьяновка . . .	51° 19.4′	35° 15.4′	$H = 0.078$

Такимъ образомъ, на пространствѣ Курской губерніи склоненіе колеблется въ предѣлахъ 130° 37′, наклоненіе — въ предѣлахъ 33° 55′, а горизонтальная слагающая — въ предѣлахъ 0.4933. Для сравнительной оцѣнки этихъ отклоненій замѣтимъ, что разница между склоненіемъ въ Одессѣ и въ Астрахани равна только 5.5°; наклоненіе при переходѣ

отъ Одессы къ Архангельску увеличивается на 14°; максимальное горизонтальное напряженіе (у береговъ Индо-Китая) не превосходитъ числа 0.4000. Особенно сгущены аномаліи въ трехъ районахъ: Бѣлгорода, Обояни и Стараго Оскола. Въ первомъ изъ нихъ, на небольшомъ протяженіи, найдены слѣдующія крайнія значенія элементовъ:

$D=$	$+55^0\ 35'$	и	$-31^0\ 58'$;	разность . .	$87^0\ 33'$
$i=$	$81^0\ 49'$	»	$55^0\ 04'$;	» . .	$26^0\ 45'$
$H=$	0.3217	»	0.1013;	» . .	0.2204 ед.

Въ 1897 году магнито-метеорологическая обсерваторія Новороссійскаго университета предприняла детальную съемку области Кривого Рога, извѣстной своими рудными богатствами. Съемка эта была произведена покойнымъ штатнымъ наблюдателемъ обсерваторіи П. Т. Пасальскимъ, которому удалось открыть одну изъ наиболѣе замѣчательныхъ магнитныхъ аномалій. Достаточно сказать, что на одномъ изъ участковъ найдены два пункта, отстоявшіе другъ отъ друга на $1\,^3/_4$ *км*; въ одномъ изъ нихъ сѣверный конецъ стрѣлки отклонялся отъ точки сѣвера на 103° къ западу (т. е. указывалъ приблизительно на западъ), а въ другомъ — на 180° (т. е. обращенъ былъ къ югу). На разстояніи десятка метровъ, склоненіе и наклоненіе мѣнялись болѣе, чѣмъ на протяженіи цѣлыхъ материковъ. Такъ напримѣръ, въ одномъ мѣстѣ, въ трехъ пунктахъ, отстоящихъ другъ отъ друга на 40 *м*, найдено:

склоненіе		наклоненіе	
№ 1.	$+32^0 27'$	№ 2.	$82^0 53'$
№ 3.	$-84^0 10'$	№ 3.	$63^0 52'$
разность . . .	$116^0 37'$	разность . . .	$19^0 01'$

Подробные результаты этой съемки напечатаны въ книгѣ Пасальскаго «Ученіе о распредѣленіи земного магнетизма на земной поверхности», Одесса, 1901. Крайне желательно произвести въ той же области Кривого Рога еще нѣкоторыя дополнительныя изслѣдованія, а именно:

1) изслѣдовать суточный ходъ магнитныхъ элементовъ и его амплитуду въ пунктахъ, наиболѣе уклоняющихся отъ нормы (въ точкахъ максимальныхъ и минимальныхъ напряженій); 2) опредѣлить ходъ магнитныхъ элементовъ во время магнитныхъ бурь въ тѣхъ же пунктахъ; 3) произвести опредѣленія напряженія тяжести, дабы выяснить вопросъ о связи между аномаліями магнитными и аномаліями тяжести; 4) повторить съемку черезъ нѣкоторый промежутокъ времени, дабы изслѣдовать вѣковую измѣняемость въ положеніи и интенсивности магнитныхъ аномалій. Какая причина магнитныхъ аномалій? Нѣкоторые ученые приписываютъ ихъ массамъ желѣза, заключающимся въ нѣдрахъ земли и производящимъ возмущающее дѣйствіе на магнитную стрѣлку;

другіе — ищутъ причину аномалій въ земныхъ токахъ, циркулирующихъ въ земной корѣ. Относительно первой теоріи можно установить слѣдующій законъ: въ мѣстностяхъ, гдѣ завѣдомо существуетъ желѣзная руда, *возможно* ожидать аномалій; обратное же заключеніе, — что аномалія неоспоримо доказываетъ присутствіе руды — не имѣетъ мѣста. Въ Швеціи, а также во Франціи (вблизи Нанси), имѣются богатыя залежи желѣза, и, тѣмъ не менѣе, значительныхъ аномалій не наблюдается. Съ другой стороны, невозможно объяснить Курскую аномалію присутствіемъ желѣзныхъ массъ; противъ этого допущенія говорятъ геологическія соображенія, а непосредственныя буренія, доведенныя въ Непхаевѣ до 230 *м* и въ Кочетовкѣ до 200 *м*, дали отрицательные результаты. Въ настоящее время указана связь между распредѣленіемъ магнитныхъ элементовъ и геологическими факторами: аномаліи совпадаютъ съ районами дислокацій. Нейманъ нашелъ, что главная ось аномалій въ Японіи совпадаетъ съ геологической осью разрыва. Пасальскій вычислилъ величину и направленіе пертурбаціонныхъ силъ, вызвавшихъ аномалію Кривого Рога. Оказывается, что стрѣлки, обозначающія на картѣ эти силы, направлены къ линіи мѣстной дислокаціи, имѣющей здѣсь направленіе отъ сѣвера къ югу; съ восточной стороны линіи дислокаціи сѣверные полюсы стрѣлокъ отклоняются къ западу, а съ западной — къ востоку. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто пертурбаціи исходятъ отъ геологической линіи разрыва. Какимъ образомъ дислокаціи могутъ вызвать магнитныя аномаліи? Допускаютъ, что магнитныя свойства земли обусловливаются земными токами. При правильномъ расположеніи слоевъ земной коры теченіе токовъ происходитъ нормально; дислокація должна вызвать измѣненіе въ системѣ токовъ, а слѣдовательно, соотвѣтственное измѣненіе въ величинѣ и направленіи магнитныхъ элементовъ. Вообще, вопросъ о причинахъ аномалій остается открытымъ.

До настоящаго времени не существуетъ теоріи, которая бы удовлетворительно, съ физической стороны, рѣшала задачу о причинахъ магнитныхъ свойствъ земли. Знаменитый математикъ Гауссъ далъ общую теорію земного магнетизма, независимо отъ какихъ-либо гипотезъ относительно распредѣленія магнитныхъ массъ нашей планеты. Общія формулы Гаусса даютъ возможность опредѣлить магнитные элементы различныхъ точекъ земной поверхности при помощи рядовъ. Въ эти формулы входятъ коэффиціенты, которые могутъ быть опредѣлены на основаніи надежныхъ наблюденій въ нѣкоторомъ числѣ точекъ, возможно равномѣрнѣе распредѣленныхъ на земной поверхности.

XXIII.

Электрометеорологія.

Краткій историческій очеркъ развитія электрометеорологіи. Полтораста лѣтъ прошло съ тѣхъ поръ, какъ сдѣланы были первые шаги въ области электрометеорологіи. Исходной точкой электрометеорологическихъ изслѣдованій послужили грозовые разряды и ихъ сходство съ явленіемъ электрической искры. Первыя догадки объ электрической природѣ молніи принадлежатъ, въ началѣ XVIII вѣка, англичанамъ Гауксби, Валю и Грею. Опредѣленнѣе высказались по этому вопросу почти одновременно, между 1744 и 1748 годами, Джонъ Фрикъ въ Лондонѣ, аббатъ Ноле въ Парижѣ и Винклеръ въ Лейпцигѣ. Винклеръ заканчиваетъ свой обширный мемуаръ слѣдующими словами: «кажется, поэтому, что электрическія искры, которыя возбуждаются искусственно, по матеріи, сущности и способу возбужденія суть одного рода съ молніей и громомъ, и ихъ различіе состоитъ только въ степени ихъ дѣйствія». Въ 1750 году Барбере, медикъ въ Дижонѣ, напечаталъ разсужденіе, въ которомъ авторъ приходитъ къ такимъ же заключеніямъ, какъ и Винклеръ. Такимъ образомъ, недоставало только опытныхъ данныхъ для полнаго доказательства тождества электрической искры съ явленіемъ грома и молніи. Франклину принадлежитъ впервые идея, которая дала возможность перейти отъ апріористическихъ сужденій на почву фактовъ. Между 1749 и 1752 годами Франклинъ напечаталъ рядъ работъ, относившихся къ электричеству атмосферы. Въ этихъ работахъ впервые высказана мысль, что металлическій изолированный стержень можетъ явиться собирателемъ электричества атмосферы и тѣмъ совершеннѣе, чѣмъ онъ выше приподнятъ (идея громоотвода); въ дальнѣйшихъ работахъ заключается описаніе опыта со змѣемъ. Французъ Далибаръ, по предложенію Бюффона, перевелъ появившуюся въ 1751 году статью Франклина на французскій языкъ, и это побудило осуществить на опытѣ идеи Франклина. Далибаръ установилъ въ Марли, вблизи Парижа, высокій изолированный стержень, изъ котораго, во время грозы 10 мая 1752 года, получена была впервые искра, какъ бы извлеченная изъ грозового облака. Далибаръ, сообщая объ этомъ опытѣ Парижской Академіи Наукъ, прибавляетъ: «матерія грома неоспоримо

та же, что и электричества. Идея, высказанная Франклиномъ, перестала быть догадкой и сдѣлалась достовѣрнымъ фактомъ».

Почти одновременно, а именно 22 іюня 1752 года, былъ произведенъ въ Филадельфіи знаменитый опытъ Франклина со змѣемъ. Извѣстіе объ изслѣдованіяхъ Далибара и Франклина быстро распространилось среди современныхъ ученыхъ и вызвало повѣрку и повтореніе опытовъ въ Парижѣ (Делоръ), въ Берлинѣ (Людольфъ), въ Болоньи (Beратти), въ Петербургѣ (Рихманъ), въ Лондонѣ (Уатсонъ), въ Лейпцигѣ (Винклеръ). Первый громоотводъ поставилъ въ 1754 г. Прокопій Дивишъ на одной церкви въ Моравіи. Но особенно плодотворными оказались опыты Лемонье. Лемонье установилъ мачту, высотою въ 32 фута; къ ея верхней части была прикрѣплена стеклянная трубка, снабженная желѣзнымъ стержнемъ, который оканчивался остріемъ. Отъ средины металлической трубки шла изолированная проволока въ особый павильонъ. Оказалось, что проволока заряжалась не только во время грозы, но и во время дождя. 22 сентября 1752 г. Лемонье убѣдился окончательно, что проволока заряжается и во время ясной и безоблачной погоды. На основаніи своихъ изслѣдованій Лемонье пришелъ къ заключенію, «что электрическая матерія распространена въ воздухѣ, и что мы можемъ разсматривать атмосферу, какъ магазинъ электричества». Электрическое состояніе воздуха подтвердилъ также Мушенброкъ въ 1756 году. Такимъ образомъ, въ половинѣ 18-го столѣтія было непосредственно доказано: 1) тождество грома и молніи съ явленіемъ электрическаго разряда и 2) существованіе электрическаго напряженія въ атмосферѣ даже въ ясную и безоблачную погоду. Наблюденія Лемонье велись съ такой тщательностью, что дали возможность установить измѣненія атмосфернаго электричества въ теченіе сутокъ. Вмѣстѣ съ тѣмъ изслѣдованія эти послужили началомъ электрометрическихъ наблюденій. По методу Лемонье началъ наблюдать Бекарія въ Италіи. Кавалло замѣнилъ проволоку высокимъ стержнемъ, оканчивающимся остріемъ. Вольта замѣтилъ, что горящія и тлѣющія тѣла гораздо быстрѣе собираютъ электричество атмосферы, чѣмъ тончайшія острія; онъ же примѣнилъ также при своихъ наблюденіяхъ соломенный электроскопъ. Примѣненіемъ соломеннаго электроскопа открытъ былъ путь къ *измѣренію* электричества атмосферы. По методу Вольта произведены были 20-лѣтнія наблюденія Шюблера въ Тюбингенѣ (1811—1833). Соссюръ и Беккерель бросали въ воздухъ свинцовый шаръ или стрѣлу, соединенную металлической цѣпочкой съ электрометромъ. Всѣ эти наблюденія, на первыхъ же порахъ, установили слѣдующіе факты: 1) изъ воздуха можно получать какъ положительное, такъ и отрицательное электричество; 2) при полуобланномъ небѣ и очень влажномъ воздухѣ, но при отсутствіи дождя, приборы

вовсе не обнаруживаютъ электричества; 3) напряженіе электричества измѣняется въ теченіе сутокъ и въ теченіе года; 4) въ атмосферѣ преобладаетъ положительное электричество и плотность его возрастаетъ съ высотою.

Примѣрно до 1815 года предполагали, что носителемъ электричества, которое получалось при помощи острія или пламени, является дѣйствительно воздухъ. Приборы, примѣнявшіеся для наблюденія электричества атмосферы, названы, поэтому, коллекторами или *собирателями*. Но нѣмецкій ученый Эрманъ, въ началѣ 19-го столѣтія, обнаружилъ ошибочность этого допущенія. Онъ показалъ, что если электроскопъ на мгновеніе отвести къ землѣ, а затѣмъ быстро поднять, то онъ заряжается положительнымъ электричествомъ; обратный зарядъ получимъ, если электроскопъ быстро опустить; т. е. изъ воздуха можно получить и положительное и отрицательное электричество. Если же аппаратъ посреди открытаго поля двигать по горизонтальному направленію, то онъ вовсе не заряжается. Электроскопъ заряжается, если мы будемъ перемѣщать его по горизонтальному направленію вблизи отвѣсной стѣны. Явленіе будетъ происходить въ такомъ же видѣ, если аппаратъ покрытъ стекляннымъ колпакомъ. Мы не получимъ никакого дѣйствія, если станемъ манипулировать въ металлической клѣткѣ, отведенной къ землѣ. Очевидно, что въ явленіяхъ атмосфернаго электричества мы имѣемъ дѣло не съ электричествомъ, такъ сказать, высасываемымъ изъ воздуха, а съ дѣйствіемъ вліянія или индукціи. На первыхъ порахъ является догадка, что не воздухъ, а земля обладаетъ электрическими свойствами и вызываетъ описанныя дѣйствія. Эта мысль была вновь высказана французскимъ ученымъ Пельтье (1836 г.). Пельтье въ своихъ наблюденіяхъ замѣнилъ электроскопъ электрометромъ, устроеннымъ на принципѣ крутильныхъ вѣсовъ, въ которыхъ сила крученія замѣнена направляющей силой малаго магнита. Методъ Пельтье примѣнялся, съ различными видоизмѣненіями, Кетеле въ Брюсселѣ, Дельманомъ въ Крейцнахѣ, Пальміери въ Неаполѣ и на Везувіѣ. Чтобы измѣрять явленіе въ *абсолютныхъ* единицахъ, Ганкель устроилъ приборъ по принципу крутильныхъ вѣсовъ Кулона и при помощи его градуировалъ электроскопъ съ золотыми листочками. Такимъ образомъ былъ открытъ путь для измѣреній вмѣсто наблюденій.

Ученіе объ атмосферномъ электричествѣ вступило въ новый фазисъ, благодаря Томсону (1856—1859 г.), устроившему свои знаменитые абсолютный и квадрантный электрометры и водяной коллекторъ для собиранія атмосфернаго электричества. Вмѣстѣ съ тѣмъ ученіе о потенціалѣ выяснило смыслъ и условія электрическихъ измѣреній. Можно сказать, что съ этого только времени ученіе объ атмосферномъ электричествѣ стало на ясную и прочную почву.

Въ засѣданіи Вѣнской Академіи Наукъ, въ февралѣ 1886 года, былъ представленъ докладъ проф. Экснера «О причинахъ и законахъ атмосфернаго электричества». Въ этомъ докладѣ авторъ изложилъ, послѣ краткаго историческаго обзора, нѣкоторые результаты своихъ наблюденій, а также свою теорію атмосфернаго электричества, теорію, которая является нѣкоторымъ дополненіемъ теоріи Эрмана-Пельтье. Хотя эта теорія не подтвердилась ни опытными, ни наблюдательными данными, тѣмъ не менѣе, она сообщила сильнѣйшій импульсъ изученію атмосфернаго электричества.

Въ 1899 году явились замѣчательныя работы Эльстера и Гейтеля, которыя бросили совершенно новый свѣтъ на явленія атмосфернаго электричества и объединили многочисленные разрозненные факты въ одно стройное цѣлое. Іонная теорія послужила исходной точкой и краеугольнымъ камнемъ современной электрометеорологіи.

Основныя положенія ученія о потенціалѣ. Самое поверхностное наблюденіе показываетъ, что въ каждой точкѣ атмосферы дѣйствуютъ вообще электрическія силы, иначе говоря, атмосфера наша представляетъ огромное электрическое поле. На земной поверхности, въ земной атмосферѣ или внѣ ея находятся, очевидно, электрическія массы. Но каково бы ни было распредѣленіе этихъ электрическихъ массъ, въ каждой точкѣ земного электрическаго поля существуетъ опредѣленный *потенціалъ*. Потенціалъ V какой-нибудь точки электрическаго поля равенъ работѣ электрическихъ силъ при перемѣщеніи единицы количества положительнаго электричества изъ этой точки въ безконечность [1]), или работѣ внѣшнихъ силъ при переходѣ той же единицы электричества изъ безконечности въ данную точку. Изъ теоріи потенціала извѣстно, что работа эта не зависитъ отъ формы пройденнаго пути, а лишь отъ первоначальнаго положенія взятой нами точки. Изъ этого опредѣленія непосредственно слѣдуетъ, что разность потенціаловъ $V_1 - V_2$ двухъ точекъ A и B равна работѣ электрическихъ силъ, произведенной при переходѣ положительной единицы электричества по произвольному пути изъ первой точки во вторую, или работѣ внѣшнихъ силъ при переходѣ отъ второй точки къ первой. Такимъ образомъ, потенціалъ какой-нибудь точки зависитъ только отъ *положенія* точки въ электрическомъ полѣ, или, какъ выражаются математики, потенціалъ какой-нибудь точки электрическаго поля есть функція ея положенія въ

[1]) Единица электричества есть такое количество электричества, которое, дѣйствуя на равное себѣ количество, находящееся на разстояніи равномъ единицѣ, притягиваетъ его съ силой равной единицѣ. Въ системѣ *C. G. S.* единица электричества дѣйствуетъ на равное ему количество на разстояніи одного сантиметра съ силой, равной одной динѣ (около 1.02 миллиграмма). На практикѣ пользуются и другой единицей — кулонъ и микрокулонъ (милліонная доля кулона). 1 кулонъ равенъ 3.10^9 эл.-стат. единицы; 1 микрокулонъ $= 3.10^3$ эл.-стат. единицы.

полѣ, или функція ея координатъ, т. е. $V = f(x, y, z)$. Эту функцію будемъ называть вообще потенціальной функціей. Ясно далѣе, что въ земномъ электрическомъ полѣ можно найти множество точекъ, для которыхъ потенціальная функція имѣетъ одно и то же значеніе. Если черезъ всѣ эти точки проведемъ мысленно непрерывную поверхность, то получимъ поверхность уровня потенціальной функціи или *изопотенціальную* поверхность. Въ земномъ электрическомъ полѣ можно провести множество изопотенціальныхъ поверхностей, отличающихся другъ отъ друга числовою величиною потенціала (V_1, V_2, V_3,...). Изъ опредѣленія изопотенціальной поверхности слѣдуетъ, что если единица электрической массы перемѣщается вдоль какой-нибудь изопотенціальной поверхности V_1, то работа электрическихъ силъ равна нулю. Сила, которая въ данной точкѣ поля дѣйствуетъ на единицу количества электричества, служитъ мѣрою *напряженія* поля въ этой точкѣ. Поле, обладающее вездѣ одинаковымъ, по величинѣ и по направленію, напряженіемъ, называется *однороднымъ*. Сила, дѣйствующая въ какой-нибудь точкѣ поля, всегда нормальна къ той поверхности уровня, которая проходитъ черезъ эту точку. Положимъ, что *AB* (рис. 184) есть изопотенціальная поверхность, въ каждой точкѣ которой потенціалъ равенъ V_1; пусть весьма близкая поверхность *CD* имѣетъ потенціалъ $V_1 + \Delta V$ (ΔV есть приращеніе потенціала при переходѣ отъ поверхности *AB* къ поверхности *CD*). Положимъ, что $MN = \Delta n$ представляетъ отрѣзокъ нормали *MO*, а *F* — среднее значеніе силы, дѣйствующей въ различныхъ точкахъ отрѣзка *MN*. Работа *R* электрическихъ силъ, при перемѣщеніи единицы электричества изъ точки *M* въ точку *N*, равна

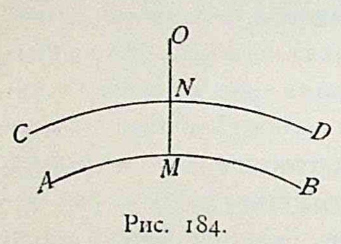


Рис. 184.

$$R = F.\Delta n = V_1 - (V_1 + \Delta V) = -\Delta V$$

или

$$F = -\frac{\Delta V}{\Delta n}. \qquad (176)$$

Если Δn есть безконечно малая величина, то въ предѣлѣ

$$F = -\frac{dV}{dn}. \qquad (177)$$

Величина $\frac{dV}{dn}$ называется производной функціи V по направленію нормали [1]). Итакъ, напряженіе поля въ данной точкѣ равно, съ обрат-

[1]) Производная потенціала по нормали есть то приращеніе, которое получилъ бы потенціалъ на единицу длины нормали, если бы оно на всемъ этомъ протяженіи было такое, какое дѣйствительно имѣло мѣсто на протяженіи перваго элемента (Δn) нормали. Понятіе это аналогично, по своему логическому смыслу, понятію скорости при движеніи тѣла.

нымъ знакомъ, производной (по нормали) потенціальной функціи данной точки, направленіе же силы совпадаетъ съ направленіемъ нормали къ соотвѣтствующей изопотенціальной поверхности. Если въ данной точкѣ находится масса m электричества, то электрическая сила

$$f_1 = -m\frac{dV}{dn}. \tag{178}$$

Знакъ минусъ показываетъ, что сила f_1, дѣйствующая на положительное электричество, направлена въ сторону убыванія потенціальной функціи. Если V отрицательно, то сила f_1 направлена въ сторону убывающаго, а, слѣдовательно, *численно* возрастающаго V.

Проведемъ мысленно (рис. 185) въ земномъ электрическомъ полѣ рядъ изопотенціальныхъ поверхностей $V_1, V_2, V_3,\ldots$ Исходя изъ какой-нибудь точки M первой поверхности, проведемъ $MNOP$ такимъ образомъ, чтобы она встрѣчала всѣ наши поверхности подъ прямымъ угломъ; очевидно, что касательныя, проведенныя къ этой кривой въ точкахъ M, N, O, P,..., совпадаютъ съ нормалями къ кривымъ $V_1, V_2, V_3,\ldots$ Такая кривая называется *ортогональной* траекторіей поверхностей $V_1, V_2, V_3,\ldots$ Но мы видѣли, что электрическая сила также нормальна къ поверхности; а, слѣдовательно, *линіи силъ* суть ортогональныя траекторіи поверхностей уровня потенціальной функціи.

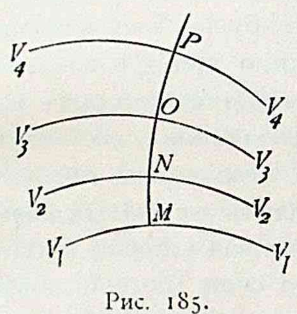


Рис. 185.

Разность потенціаловъ двухъ точекъ равна электростатической единицѣ, если при перемѣщеніи электростатической единицы ($C. G. S$) количества электричества отъ первой точки ко второй электрическія силы совершаютъ абсолютную единицу работы (одинъ эргъ). На практикѣ пользуются другой единицей, а именно вольтомъ. Вольтъ равенъ $\frac{1}{300}$ эл.-стат. ед. потенціала. Если разность потенціаловъ двухъ точекъ A и B равна 1 вольту и если отъ A къ B переходитъ одна эл.-стат. единица электричества, то при этомъ совершается работа, равная $\frac{1}{300}$ эрга.

Изъ электростатики извѣстно, что равновѣсіе электричества на проводникѣ возможно только тогда, когда напряженіе поля F во всѣхъ точкахъ внутри проводника равно нулю и когда во всѣхъ точкахъ поверхности сила имѣетъ направленіе нормальное къ этой поверхности. Но напряженіе поля равно приращенію потенціала при весьма маломъ приращеніи нормали; слѣдовательно, потенціальная функція должна

имѣть одно и то же значеніе во всѣхъ точкахъ проводника, т. е. V = постоянной C. Эта постоянная называется потенціаломъ проводника. Сама поверхность проводника представляетъ поверхность уровня потенціальной функціи, и сила во всѣхъ точкахъ внѣшней поверхности направлена по нормали къ этой поверхности. Во внутренней части проводника потенціалъ равенъ постоянной величинѣ, а слѣдовательно, напряженіе электрическаго поля равно нулю; а потому, если мы желаемъ предохранить наши приборы отъ дѣйствія внѣшнихъ электрическихъ силъ, то должны помѣстить ихъ внутри замкнутаго металлическаго проводника, хорошо соединеннаго съ землею (Франклинова клѣтка). Если соединить металлически два проводника при различныхъ потенціалахъ, то положительное электричество потечетъ отъ проводника съ бо́льшимъ потенціаломъ къ проводнику съ меньшимъ потенціаломъ. Равновѣсіе установится тогда, когда всѣ соединенные металлически проводники примутъ одинъ и тотъ же потенціалъ. Чтобы опредѣлить истинное значеніе потенціала какого-нибудь тѣла, находящагося въ электрическомъ полѣ земли, необходимо принять во вниманіе всѣ заряды, гдѣ бы они ни находились и дѣйствіе которыхъ въ точкахъ этого тѣла не равно нулю. Но это невозможно, такъ какъ расположеніе и величину всѣхъ этихъ зарядовъ невозможно опредѣлить. Въ виду этого мы на практикѣ опредѣляемъ не *абсолютную* величину потенціала, а только *относительную*, принимая условно потенціалъ какого-нибудь тѣла за нуль, т. е. за начало счета потенціаловъ. Условились принимать потенціалъ земли равнымъ нулю. Потенціалъ проводника будетъ величина *положительная* или *отрицательная*, смотря по тому, потечетъ ли положительное электричество, при металлическомъ соединеніи проводника съ землею, отъ проводника въ землю или обратно. Всякій проводникъ, соединенный съ землею, находится при потенціалѣ нуль. Изъ всего сказаннаго видно, что потенціалъ проводника служитъ мѣрою его электрическаго состоянія. Не нужно смѣшивать потенціала проводника съ его зарядомъ. Два проводника, большой и малый, соединенные между собою металлически, имѣютъ одинъ и тотъ же потенціалъ, но весьма различные заряды. Незаряженный электроскопъ или электрометръ, соединенный съ проводникомъ, принимаетъ потенціалъ проводника, при чемъ совершенно безразлично, какую точку проводника соединить съ электроскопомъ. При соединеніи проводника съ электроскопомъ потенціалъ проводника нѣсколько понизится вслѣдствіе того, что часть электричества перейдетъ на электроскопъ. Въ виду этого при электрическихъ измѣреніяхъ необходимо еще ввести понятіе объ электроемкости проводника. *Электроемкостью* проводника называютъ то количество электричества, которое нужно для того, чтобы поднять потенціалъ этого проводника на величину, равную единицѣ.

Замѣтимъ, что между понятіемъ о *потенціалѣ* въ ученіи объ электричествѣ и *температурой* въ ученіи о теплотѣ можно провести, до нѣкоторой границы, аналогію. Потенціалъ характеризуетъ *электрическое* состояніе тѣла. Температура характеризуетъ *тепловое* состояніе тѣла. При металлическомъ соединеніи двухъ наэлектризованныхъ тѣлъ положительное электричество течетъ отъ тѣла, имѣющаго болѣе высокій потенціалъ, къ тѣлу, имѣющему болѣе низкій потенціалъ. При соединеніи двухъ тѣлъ, имѣющихъ разныя температуры, тепло течетъ отъ тѣла болѣе нагрѣтаго къ тѣлу болѣе холодному. При движеніи электричества равновѣсіе устанавливается тогда, когда оба тѣла примутъ одинаковый потенціалъ. При движеніи тепла, равновѣсіе устанавливается тогда, когда оба тѣла будутъ имѣть одинаковую температуру. Два тѣла могутъ имѣть одинъ и тотъ же потенціалъ, но заряды ихъ могутъ быть различны въ зависимости отъ ихъ электроемкости, которая, въ свою очередь, зависитъ отъ формы и размѣровъ поверхности проводника и свойства окружающей среды [1]). Два тѣла могутъ имѣть одинаковую температуру, но количества теплоты, въ нихъ находящіяся, могутъ быть различны, въ зависимости отъ ихъ *теплоемкости*, которая, въ свою очередь, зависитъ отъ ихъ массы и ихъ химическаго состава. Счетъ величины потенціаловъ ведется отъ нѣкотораго условнаго уровня — потенціала земли, счетъ температуръ ведется отъ нѣкоторой условной температуры, а именно — температуры таянія льда. Но тутъ аналогіи между температурой и потенціаломъ прекращаются.

Въ теоріи потенціала рѣшаются аналитически различные вопросы, относящіеся къ электростатикѣ, примѣненіемъ которой является ученіе о земномъ электричествѣ. Приведемъ здѣсь только два-три результата, которые понадобятся намъ въ настоящемъ курсѣ. Въ вышеприведенныхъ строкахъ мы возобновили въ памяти физическое значеніе потенціала. Но, строго говоря, потенціалъ есть нѣкоторая аналитическая функція. Если въ какой-нибудь точкѣ A находится m единицъ электричества, то потенціалъ V этой электрической массы въ точкѣ O, отстоящей на разстояніи r, выразится

$$V = \frac{m}{r}.$$

Если пространство выполнено рядомъ электрическихъ массъ m_1, m_2, $m_3, \ldots$, находящихся въ точкахъ A, B, $C, \ldots$, то потенціалъ всѣхъ этихъ массъ въ точкѣ O

$$W = \frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2} + \frac{m_3}{r_3} + \cdots = \Sigma \frac{m}{r},$$

[1]) Электроемкость проводника пропорціональна діэлектрической постоянной окружающей среды.

гдѣ $r_1, r_2, r_3, \ldots$ — разстоянія точекъ $A, B, C, \ldots$ отъ точки O, а знакъ суммы долженъ быть распространенъ на всѣ дѣйствующія массы. Въ нѣкоторыхъ частныхъ случаяхъ потенціалъ W можно вычислить теоретически, если извѣстенъ законъ распредѣленія дѣйствующихъ электрическихъ массъ. Напримѣръ, потенціалъ V_1 шарового электрическаго слоя, радіусъ котораго равенъ R, а зарядъ M, на точку, лежащую внутри,

$$V_1 = \frac{M}{R}.$$

Если же точка O находится внѣ шарового слоя на разстояніи A отъ центра его, то потенціалъ

$$V_2 = \frac{M}{A}.$$

Электроемкость шара въ воздухѣ, въ электростатическихъ единицахъ, численно равна его радіусу. Шарикъ, радіусъ котораго равенъ 1 *см.*, обладаетъ эл.-статической единицей емкости; отъ одной эл.-статической единицы количества электричества онъ пріобрѣтаетъ потенціалъ единицу. Емкость проводника, который однимъ кулономъ доводится до потенціала, равнаго одному вольту, называется фарадомъ. Милліонная доля фарада называется микрофарадомъ. Емкость земного шара равна 708 микрофарадамъ. Если мы сообщаемъ зарядъ системѣ проводниковъ, достаточно удаленныхъ другъ отъ друга и соединенныхъ между собой тонкими проволоками, то зарядъ этотъ распредѣляется между проводниками пропорціонально ихъ емкости, а слѣдовательно, емкость системы соединенныхъ между собою и достаточно удаленныхъ другъ отъ друга проводниковъ, равна суммѣ емкостей этихъ проводниковъ. Въ электростатикѣ доказывается, что если V — потенціалъ проводника, q — его емкость, а m — зарядъ, то энергія W проводника

$$W = \frac{1}{2}\frac{m^2}{q} = \frac{1}{2} q V^2 = \frac{1}{2} m V,$$

т. е. энергія пропорціональна квадрату заряда или квадрату потенціала. На этомъ основаніи энергія заряженнаго шара въ воздухѣ, на которомъ поверхностная плотность электричества равна k, выразится слѣдующимъ образомъ:

$$W = \frac{m^2}{2R} = 8\pi^2 R^3 k^2. \qquad (179)$$

Если въ уравненіи (179) m, V и q выражены въ элек.-стат. единицахъ, то энергія W получится въ эргахъ.

Методы наблюденій. Коллекторы. Мы уже видѣли, что атмосфера представляетъ обширное электрическое поле, въ каждой точкѣ кото-

раго дѣйствуютъ электрическія силы. Поле это будетъ вполнѣ опредѣлено, если намъ удастся опредѣлить потенціальную функцію въ каждой точкѣ поля и ходъ изопотенціальныхъ поверхностей. Если землю разсматривать, какъ шаровой проводникъ, покрытый электрическимъ слоемъ, то изопотенціальныя поверхности должны имѣть форму концентрическихъ шаровыхъ поверхностей. Но поверхность земного шара имѣетъ извѣстный рельефъ, а потому изопотенціальныя поверхности будутъ слѣдовать за ходомъ этого рельефа, подымаясь вдоль склоновъ горъ, зданій и, вообще, всякихъ возвышенностей и опускаясь въ долины и углубленія; надъ горизонтальной частью земной поверхности онѣ будутъ итти горизонтально; надъ вершинами и выдающимися частями земного рельефа (рис. 186) онѣ скучены и изогнуты и тѣмъ сильнѣе, чѣмъ остроконечнѣе выступаетъ поверхность. По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, эти неровности въ ходѣ изопотенціальныхъ поверхностей сглаживаются, и на большихъ высотахъ, вдали отъ неровностей земного рельефа, изопотенціальныя поверхности приближаются къ формѣ шаровыхъ поверхностей. Мы дальше увидимъ, что при ясной и безоблачной погодѣ сила направлена *внизъ*, т. е. потенціалъ V увеличивается по мѣрѣ поднятія надъ землею; вообще, явленіе происходитъ такъ, какъ будто земная поверхность была покрыта слоемъ отрицательнаго электричества.

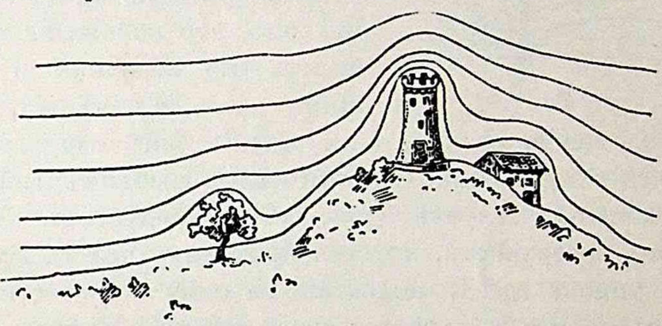


Рис. 186.

Въ электрометеорологіи измѣряютъ разность потенціаловъ какой-нибудь точки атмосферы A и земной поверхности. Если V_1 — потенціалъ точки A, V_2 — потенціалъ земной поверхности, а n — высота точки A надъ земной поверхностью, то электрическій градіентъ

$$g = \frac{(V_1 - V_2) \text{ вольтъ}}{n \text{ метр.}}.$$

При n безконечно маломъ понятіе о градіентѣ совпадаетъ съ понятіемъ о паденіи потенціала $\frac{dV}{dn}$.

Для измѣренія электрическаго градіента необходимо имѣть двѣ группы приборовъ: *коллекторы* или, вѣрнѣе, *уравнители* и *электрометры* или *измѣрители* потенціаловъ.

Представимъ себѣ (рис. 187, стр. 434) земное электрическое поле, въ которомъ поверхности уровня AB, CD и т. д. идутъ горизонтально. Внесемъ въ это поле изолированный кондукторъ M. Вслѣдствіе дѣйствія

вліянія въ проводникѣ *M* произойдетъ перераспредѣленіе электрическихъ массъ. Сосѣднія поверхности уровня деформируются и примутъ, приблизительно, видъ, показанный на чертежѣ. Нижняя часть кондуктора покроется положительнымъ слоемъ, верхняя отрицательнымъ, а въ средней части будетъ находиться безразличная линія. Потенціалъ электричества на нашемъ кондукторѣ сдѣлается равнымъ потенціалу той поверхности уровня *PQ*, которая проходитъ черезъ безразличную линію.

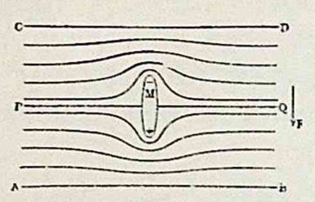


Рис. 187.

Въ составъ этой поверхности войдетъ и поверхность самого тѣла *M*. Останется только соединить нашъ кондукторъ съ электрометромъ, дабы опредѣлить числовую величину потенціала. Но дѣло въ томъ, что положеніе безразличной линіи зависитъ отъ величины и положенія индуцирующихъ массъ и измѣняется съ измѣненіемъ ихъ положенія. Нужно, если можно такъ выразиться, фиксировать положеніе этой линіи. Съ этой цѣлью снабдимъ нашъ кондукторъ остріемъ; въ этомъ случаѣ (рис. 188) кондукторъ *M* приметъ потенціалъ той поверхности, которая проходитъ черезъ конецъ острія. Но остріе *a* можно всегда выдвигать на одну и ту же высоту надъ земной поверхностью, а слѣдовательно, соединяя кондукторъ съ электрометромъ, мы получимъ возможность измѣрить потенціалъ точки, лежащей на

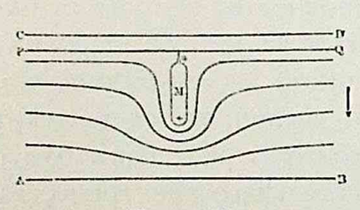


Рис. 188.

одной и той же опредѣленной высотѣ. Отсюда вытекаетъ слѣдующій методъ. Нужно посреди ровной горизонтальной мѣстности выдвинуть вертикально изолированный проводникъ, снабженный остріемъ; проводникъ приметъ потенціалъ той точки атмосферы, въ которой находится остріе; затѣмъ — соединить этотъ проводникъ съ электрометромъ. Такъ какъ электрометръ, до производства наблюденій, былъ соединенъ съ землей, то, слѣдовательно, онъ покажетъ разность между потенціаломъ точки атмосферы и потенціаломъ земли. Очевидно, что методъ уравниванія потенціала нашего коллектора и потенціала изучаемой точки атмосферы будетъ тѣмъ совершеннѣе, чѣмъ совершеннѣе остріе. Роль острія можетъ играть пламя лампы, горящая свѣча, тлѣющее тѣло (пропускная бумага, предварительно пропитанная растворомъ азотнокислаго свинца и туго свернутая въ трубку). Подымающіеся нагрѣтые газы уносятъ свободный зарядъ, и проводникъ принимаетъ потенціалъ опредѣленной точки атмосферы. Томсонъ предложилъ весьма удобный водяной коллекторъ. Онъ состоитъ (рис. 189) изъ металлическаго сосуда, наполненнаго водой, тщательно изолированнаго и снабженнаго трубкой. Обыкновенно такой коллекторъ устанавливаютъ внутри зданія, у окна верхняго этажа. Такъ какъ

поверхности уровня, слѣдуя за рельефомъ земной поверхности, подымаются вдоль вертикальной стѣны зданія, то трубка коллектора, выдвинутая наружу горизонтально, пересѣкаетъ рядъ изопотенціальныхъ поверхностей. Во время наблюденія кранъ открывается, и вода начинаетъ вытекать черезъ одно или нѣсколько весьма малыхъ отверстій, которыми оканчивается трубка. Вытекающая струйка воды разбивается на капли и играетъ роль весьма совершеннаго острія; коллекторъ принимаетъ потенціалъ той точки атмосферы, въ которой струйка разбивается на капли. Остается соединить его съ электрометромъ и произвести измѣреніе. Въ послѣднее время стали примѣнять радіоактивныя вещества, обладающія свойствомъ быстро разсѣивать электричество. Радіоактивная соль помѣщается въ верхней части вертикально установленнаго изолированнаго цилиндра, соединеннаго съ электрометромъ. Бенндорфъ въ Вѣнѣ покрываетъ мѣдный, хорошо изолированный (помощью янтаря), кружокъ радіотеллуромъ и выдвигаетъ, его, какъ коллекторъ и уравнитель. Эбертъ, во время своихъ подъемовъ, употреблялъ свѣже-амальгамированныя цинковыя поверхности, которыя обнаруживаютъ актиноэлектрическое дѣйствіе подъ вліяніемъ свѣта, при условіи вполнѣ чистаго воздуха.

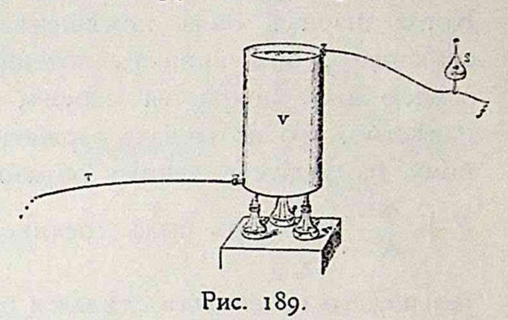


Рис. 189.

Въ послѣднее время было предпринято нѣсколько работъ для изслѣдованія степени годности этихъ уравнителей. При этихъ изслѣдованіяхъ весьма важно изучить ближе слѣдующіе вопросы: a) какъ быстро происходитъ уравниваніе потенціала, т. е. насколько быстро коллекторы слѣдуютъ за быстрыми измѣненіями потенціала данной точки атмосферы, b) происходитъ ли полное или только частичное уравниваніе, c) не вносятъ ли разные коллекторы собственной электровозбудительной силы, которая замаскировываетъ ходъ потенціала воздуха. Такія изслѣдованія произвели Пелля еще въ 1885 году [1]) и Марсель Муленъ въ 1907 году [2]). Изслѣдованія Пелля показали, что водяной уравнитель очень медленно принимаетъ искомый потенціалъ. Горящій трутъ даетъ начало собственной, весьма неправильной, электровозбудительной силѣ, измѣняющейся отъ нѣсколькихъ до нѣсколькихъ десятковъ вольтъ. На основаніи же опытовъ Мулена, эта электродвижущая сила падаетъ до минимума, если обрабатывать бумагу 2% — 5% растворомъ азотнокислаго свинца. Уравниваніе съ такими коллекторами происходитъ

---

[1]) Société française de physique. Réunion du vendredi, 20 mars, 1885.

[2]) Bulletin des séances de la société française de physique. Année 1907, 4-e fascicule, page 69*.

весьма быстро. Вообще, вопросъ о коллекторахъ нуждается въ дальнѣйшей критической разработкѣ.

Существуетъ еще и другой методъ (Дельмана). Поднимемъ изолированный шарикъ, имѣющій радіусъ R въ точку A атмосферы, потенціалъ которой равенъ V, и соединимъ его на мгновеніе съ землею. Вслѣдствіе соединенія его съ землею, на немъ появится зарядъ m. Когда шарикъ былъ помѣщенъ въ точкѣ A, то, на основаніи выше сказаннаго, онъ принялъ потенціалъ V; вслѣдствіе же соединенія съ землею онъ покроется слоемъ, зарядъ котораго равенъ m. Намъ извѣстно, что потенціалъ заряженнаго шара равенъ его заряду, дѣленному на радіусъ; такимъ образомъ, полный потенціалъ шара будетъ $V + \frac{m}{R}\cdot$ Но шаръ былъ соединенъ на мгновеніе съ землею, слѣдовательно, его потенціалъ сдѣлался равнымъ нулю, т. е. $V + \frac{m}{R} = 0$. Перенесемъ теперь этотъ шарикъ къ электрометру, емкость котораго равна q, и пусть V' будетъ потенціалъ, измѣренный электрометромъ; тогда $V' = \frac{m}{R+q}\cdot$ Послѣднія два уравненія дадутъ

$$V = -\frac{R+q}{R} V'.$$

Наконецъ Л. Веберъ подымалъ на извѣстную высоту остріе, соединенное съ землею черезъ чувствительный гальванометръ. Въ соединительной проволокѣ вызываются токи, которые наблюдаются въ гальванометрѣ. Если будемъ разсматривать землю какъ проводникъ, то, при отсутствіи внѣшнихъ электрическихъ массъ, плотность электричества на концѣ поднятой проволоки увеличивается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Съ другой стороны, электростатическое давленіе, подъ дѣйствіемъ котораго происходитъ истеченіе, пропорціонально квадрату плотности на поднятомъ концѣ проволоки. Слѣдовательно, отклоненіе стрѣлки гальванометра, введеннаго въ цѣпь, пропорціональное расходу электричества на остріѣ, увеличивается пропорціонально квадрату разстоянія его отъ поверхности земли. Если D — отклоненіе гальванометра, a — постоянная, F — электрическій градіентъ, характеризующій напряженіе поля, считая его постояннымъ и однороднымъ, а H — высота поднятія острія, то

$$D = aFH^2. \tag{180}$$

Опредѣленіе напряженія поля сводится къ гальванометрическимъ измѣреніямъ. Если въ атмосферѣ существуютъ электрическія массы, то уравненіе (180) принимаетъ, какъ увидимъ далѣе, другой видъ.

Электрометры. Для измѣренія потенціала коллектора можетъ служить любой электрометръ. Съ конца 80-хъ годовъ прошлаго столѣтія во всеобщее употребленіе вошелъ переносный электроскопъ Экснера. Электроскопъ Экснера (рис. 190) состоитъ изъ цилиндрической металлической коробки *A*, передняя и задняя стѣнки которой закрыты стеклянными пластинками. Сквозь эбонитовую пробку *C* проходитъ стержень *D* съ зажимнымъ винтомъ *E*. Къ нижнему концу припаяна мѣдная полоска *c* и прикрѣплены алюминіевые листочки *bb*, которые прилегаютъ къ полоскѣ *c*, пока они ненаэлектризованы. Черезъ боковыя отверстія *g* и *g* входятъ стерженьки *K* и *K*, снабженные полосками

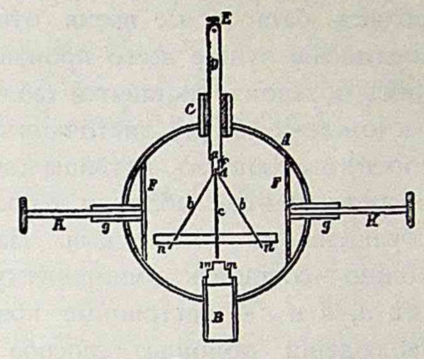


Рис. 190.

F и *F*. Эти стерженьки можно вдвинуть вплотную до *c*. Въ такомъ положеніи приборъ, для перевозки, можно уложить въ ящикъ, не опасаясь поврежденія листочковъ. На переднее стекло наклеена бумажная узкая лента *nn*, раздѣленная на равныя части. Коллекторомъ служитъ металлическій изолированный фонарикъ со свѣчею, выдвигаемый на эбонитовой палкѣ на извѣстную высоту. Въ пламя свѣчи входитъ конецъ платиновой проволоки, отъ которой идетъ мѣдная проволока къ зажимному винту *E* электроскопа. Наблюденіе производится слѣдующимъ образомъ. Устанавливаютъ электроскопъ на металлическомъ стержнѣ при помощи ножки *B*. Металлическую оболочку *A* соединяютъ съ землею. Соединяютъ также съ землею стержень *D*, а слѣдовательно, и листочки. Затѣмъ, прерывая сообщеніе стержня *D* съ землею, подымаютъ зажженную свѣчу на извѣстную высоту и мѣдную проволоку, идущую отъ свѣчи, соединяютъ съ зажимомъ *E*, вслѣдствіе чего листочки расходятся. Остается измѣрить расхожденіе листочковъ по бумажной шкалѣ *nn*. Напряженіе электрическаго поля въ данной точкѣ выразится въ дѣленіяхъ бумажной шкалы, т. е. въ нѣкоторыхъ произвольныхъ единицахъ. Но результаты можно выразить и въ абсолютныхъ единицахъ, напр., въ вольтахъ. А для этого необходимо электрометръ градуировать. Для градуированія нужно вспомнить, что, во-первыхъ, электровозбудительная сила какого-нибудь гальваническаго элемента не зависитъ отъ величины и формы элемента, а только отъ химическихъ свойствъ тѣлъ, входящихъ въ составъ элемента; во-вторыхъ, электровозбудительная сила нѣсколькихъ элементовъ, соединенныхъ послѣдовательно, прямо пропорціональна числу элементовъ. Для градуированія служатъ обыкновенно элементы, состоящіе изъ платины и цинка, погруженныхъ въ дистиллированную воду. Потенціалъ

на полюсѣ такого элемента, другой полюсъ котораго соединенъ съ землею, равенъ 1.06 вольта. Соединяютъ зажимъ E послѣдовательно съ полюсомъ батарейки, состоящей изъ 10, 20, 30 и болѣе подобныхъ элементовъ, и всякій разъ отмѣчаютъ расхожденіе листочковъ. Другой полюсъ батареи все время отведенъ къ землѣ. Это послѣдовательное соединеніе лучше всего производить при посредствѣ коммутатора. Такимъ образомъ составится табличка, представляющая зависимость между расхожденіемъ (n) листочковъ, измѣреннымъ въ дѣленіяхъ шкалы, и соотвѣтствующимъ потенціаломъ (V), выраженнымъ въ вольтахъ. При посредствѣ этой таблички относительныя показанія электрометра будутъ обращены въ абсолютныя. На основаніи ряда подобныхъ сравненій можно составить эмпирическую формулу вида $V = a + bn + cn^2$, гдѣ a, b и c — постоянные коэффиціенты, которые вычисляются изъ наблюденій помощью способа наименьшихъ квадратовъ. Полученные результаты можно также выразить графически — кривой, откладывая по оси абсциссъ расхожденія листочковъ, а по оси ординатъ соотвѣтствующіе потенціалы въ вольтахъ [1]). Электроскопъ Экснера, въ настоящее время, значительно усовершенствованъ: эбонитовая изоляція замѣнена янтарной, отчеты производятся при помощи микроскопа.

Для измѣренія потенціала могутъ служить и другіе электрометры. Довольно часто примѣняется квадрантный электрометръ Томсона-Маскара. Въ послѣднее время конструированы новые приборы: электрометръ Вульфа и струнный электрометръ Эдельманна, отличающіеся большой чувствительностью. Наблюденія показали, что во время выпаденія осадковъ, а особенно во время грозъ, напряженіе поля колеблется въ огромныхъ предѣлахъ, а потому для подобныхъ наблюденій необходимы приборы, обладающіе малой чувствительностью. Этому требованію удовлетворяетъ приборъ Томсона, построенный на принципѣ абсолютнаго. Для высокихъ напряженій можетъ служить электрометръ Брауна. Въ этомъ приборѣ (рис. 191) напряженіе измѣряется по отклоненію подвижной стрѣлки, движущейся передъ дугою, раздѣленною опытнымъ путемъ на части [2]).

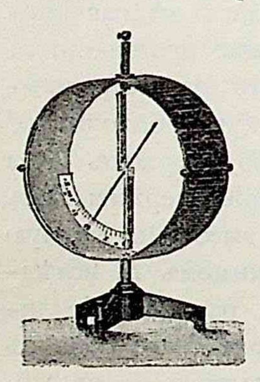


Рис. 191.

---

[1]) Фирма Шпиндлеръ и Гойеръ въ Геттингенѣ изготовляетъ батареи Крюгера. Сто элементовъ заключены въ отдѣльномъ, небольшихъ размѣровъ, ящикѣ. Электровозбудительная сила каждаго элемента весьма постоянна и равна 1.0186 вольта (100 элементовъ — 102 вольта); цѣна 50 марокъ.

[2]) Braun. Wied. Ann. 44. 1894. S 771.

Напряженіе электрическаго поля атмосферы претерпѣваетъ постоянныя колебанія; поэтому необходимо имѣть регистрирующіе приборы (электрографы), непрерывно записывающіе измѣненія потенціала. Для этой цѣли существуетъ фотографически-пишущій электрометръ Маскара. Основная идея приборовъ этого рода изложена кратко на стр. 146. Въ послѣднее время начали входить въ употребленіе механически-регистрирующіе электрометры Бенндорфа, изготовляемые университетскимъ механикомъ Кастанья въ Вѣнѣ. Приборъ Бенндорфа представляетъ собою обыкновенный квадрантный электрометръ. Подвижная часть прибора, имѣющая форму бисквита, сообщается съ коллекторомъ при помощи лопаточки, погруженной въ банку съ сѣрной кислотой; квадранты же электрометра соединены попарно съ полюсами батареи элементовъ, средина которой отведена къ землѣ. Съ бисквитомъ неизмѣнно связана длинная алюминіевая стрѣлка, одинъ конецъ которой движется надъ бумажной лентой, протягиваемой равномѣрно часовымъ механизмомъ съ помощью трехъ валиковъ. Лента передвигается въ часъ приблизительно на 4 *см*. Черезъ опредѣленные промежутки времени (1—2 минуты) стрѣлка прижимается на мгновеніе электромагнитомъ къ бумагѣ, а, такъ какъ между стрѣлкой и бумагой помѣщена чернильная лента, то на бумагѣ при этомъ получается точка, отмѣчающая положеніе бисквита и, слѣдовательно, потенціалъ коллектора. Бисквитъ подвѣшенъ на бифилярѣ изъ тонкой платиновой нити, верхніе концы которой можно сдвигать и раздвигать при помощи микрометрическаго винта, благодаря чему можно въ широкихъ предѣлахъ измѣнять чувствительность прибора. Янтарная палочка изолируетъ бисквитъ отъ стрѣлки и бифиляра. Зданіе прибора имѣетъ металлическія стѣнки, предохраняющія электрометръ отъ вліянія внѣшняго электрическаго поля. Всѣ изолирующія части сдѣланы изъ янтаря, и потеря заряда чрезъ изоляцію крайне ничтожна.

Для разработки записей электрографовъ нужно, время отъ времени, производить контрольныя наблюденія при помощи обыкновенныхъ приборовъ. Эти контрольныя наблюденія дадутъ возможность перевести ординаты начерченной кривой въ абсолютныя единицы.

Главнѣйшие результаты наблюденій. Нормальное поле. Коэффиціентъ редукціи. При безоблачномъ небѣ электрическая сила направлена внизъ, т. е. потенціалъ V увеличивается по направленію вверхъ; иначе говоря, разность потенціаловъ какой-нибудь точки атмосферы и земли, при безоблачной погодѣ, всегда положительна. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто земля покрыта слоемъ отрицательнаго электричества. Изъ 15170 наблюденій, произведенныхъ въ обсерваторіи въ Кью при безоблачномъ небѣ, только въ 655 случаяхъ отмѣченъ отрицательный потенціалъ, что составляетъ около 4%. Абсолютная величина градіента,

даже при безоблачномъ небѣ, постоянно колеблется; можно считать, что средняя его величина надъ горизонтальной поверхностью равна 100—200 вольтамъ, т. е. потенціалъ въ точкѣ, лежащей на высотѣ 1 *м*, больше, чѣмъ потенціалъ земли на 100—200 вольтъ. Будемъ обозначать подобный результатъ символомъ 100—200 $V/м$. Направленіе электрическаго градіента также различно: надъ горизонтальной поверхностью и надъ самой вершиной горы, онъ имѣетъ вертикальное положеніе; надъ горнымъ склономъ онъ наклоненъ къ горизонту; вблизи высокой отвѣсной стѣны онъ можетъ принять даже горизонтальное положеніе. Этотъ выводъ теоріи вполнѣ подтверждается наблюденіями Экснера. Если допустить, что въ ясную погоду электрическое поле атмосферы обусловливается исключительно электрическимъ зарядомъ (Q) земли, то теорія потенціала даетъ возможность вычислить величину этого заряда (если землю разсматривать, какъ совершенный шаровой проводникъ) по формулѣ

$$\frac{dV}{dn} = -4\pi\delta, \tag{181}$$

гдѣ δ — поверхностная плотность электрическаго слоя, покрывающаго землю, а $\frac{dV}{dn}$ — можно замѣнить электрическимъ градіентомъ. По наблюденіямъ, произведеннымъ лѣтомъ 1908 года въ метеорологической обсерваторіи въ Одессѣ, электрическій градіентъ равенъ 119.7 V *м*, или $119.7 \times \frac{1}{300} \cdot \frac{1}{100}$ электрост. един. (вольтъ равенъ $\frac{1}{300}$ эл. един.). Изъ уравненія (181) имѣемъ:

$$\delta = -\frac{1}{4\pi}\frac{dV}{dn} = -\frac{1}{4\pi}\frac{119.7}{3.10^4} = -3.18 \times 10^{-4} \text{ эл. ед.}$$

Зарядъ земли $Q = 4\pi R^2\delta$. Если положимъ, что $R = 6371 \times 10^5$ *см*, то $Q = -1.62 \times 10^{15}$ эл. ед. $= -0.54 \times 10^6$ кулоновъ.

Потенціалъ земли $V = \frac{Q}{R} = -2.54 \times 10^6$ эл. ед. $= -7.62 \times 10^8$ вольтъ.

Электростатическое давленіе $K = 2\pi\delta^2 = 6.33 \times 10^{-7} \frac{\text{дины}}{\text{кв. см}}$.

Но землю нельзя разсматривать какъ правильный геометрическій шаръ. Она имѣетъ рельефъ, и въ различныхъ точкахъ земной поверхности электрическая плотность неодинакова. Одновременныя электрическія наблюденія могли бы дать возможность изслѣдовать распредѣленіе этой электрической плотности и создать, своего рода, электрогеодезію земной поверхности. Въ дѣйствительности, электрическое состояніе земли слагается изъ собственнаго электричества земли и дѣйствія внѣш-

нихъ массъ. Въ этомъ случаѣ вопросъ гораздо сложнѣе и однихъ наблюденій на земной поверхности, даже въ случаѣ шаровой формы земли, недостаточно для того, чтобы судить о распредѣленіи электрическихъ массъ въ атмосферѣ; по теоремѣ Грина, невозможно найти электрическое состояніе непроводника на основаніи его внѣшняго дѣйствія (на земную поверхность), ибо существуетъ множество распредѣленій одной и той же массы, дающихъ одно и то же внѣшнее дѣйствіе.

По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью разность потенціаловъ какой-нибудь точки атмосферы и земли постепенно увеличивается. Такъ, въ 1892 году Андрэ и Ле Каде нашли на привязанномъ шарѣ потенціалъ точки, лежащей на высотѣ 290 *м*, такой величины, что между коллекторомъ и верхнимъ концомъ проволоки, идущей непосредственно къ землѣ, получалась искра длиною въ 1 *см*, что соотвѣтствуетъ разности потенціаловъ въ 50000 вольтъ; средній градіентъ равнялся 172*V*/*м*; 29 мая 1887 г. на высотѣ 251 *м* наблюдали искру въ 3.85 *мм*, что соотвѣтствуетъ разности потенціаловъ въ 20500 вольтъ (средній градіентъ = 82*V*/*м*); 11 іюня на высотѣ около 300 *м* длина искры была 5.75 *мм*, что даетъ 30000 вольтъ (градіентъ около 100 *V*/*м*).

Мы уже видѣли, что изопотенціальныя поверхности, слѣдуя за рельефомъ земной поверхности, сдвигаются, сгущаются между собой надъ выдающимися частями земного рельефа (вершины горъ, зданія, даже деревья). Ясно, слѣдовательно, что надъ этими выдающимися элементами рельефа электрическій градіентъ долженъ быть больше по сравненію съ градіентомъ надъ горизонтальной равниной. Изъ наблюденій Экснера, произведенныхъ въ августѣ и сентябрѣ 1884 года, найдено, что въ открытомъ полѣ электрическій градіентъ равнялся 68*V*/*м*, а на вершинѣ сосѣдней горы паденіе потенціала въ то же время было 318*V*/*м*. На вершинѣ Шафберга (1780 *м*) паденіе потенціала равнялось 2000*V*/*м*, а на Пикъ дю Миди (2860 *м*) средняя величина градіента въ іюнѣ равна 1650 *V*/*м*, а въ декабрѣ 1050*V*/*м*. На Зонбликѣ (3010 *м*) среднее изъ 30 наблюденій равно 1105*V*/*м*. Изъ сказаннаго видно, что *нормальными* наблюденіями слѣдуетъ считать только такія наблюденія, которыя произведены надъ открытой горизонтальной равниной. Наблюденія же вблизи зданій, а также измѣренія, произведенныя при помощи водяного коллектора, трубка котораго выдвинута горизонтально изъ окна зданія, имѣютъ только *относительное* значеніе; эти наблюденія могутъ служить для изученія *измѣненій* потенціала въ зависимости отъ различныхъ условій. Но эти относительныя измѣренія можно привести къ нормальнымъ, если будетъ найденъ *коэффиціентъ редукціи*, т. е. коэффиціентъ, на который нужно умножить наши наблюденія для приведенія ихъ къ нормальнымъ. Для опредѣленія этого коэффиціента нужно одновременно наблюдать ходъ потенціала при обыкновенной

установкѣ (напр., изъ окна лабораторіи) и при нормальныхъ условіяхъ, т. е. на близлежащей открытой горизонтальной мѣстности. Если наблюденія, произведенныя при обычной обстановкѣ, обозначимъ черезъ $p_1, p_2, p_3, \ldots$, а соотвѣтственныя одновременныя наблюденія посреди открытой горизонтальной равнины равны $q_1, q_2, q_3, \ldots$, то

$$\frac{q_1}{p_1} = x_1, \ \frac{q_2}{p_2} = x_2, \ \frac{q_3}{p_3} = x_3, \ldots$$

представятъ отдѣльныя значенія коэффиціента редукціи, а ариѳметическое ихъ среднее дастъ средній коэффиціентъ редукціи.

Наблюденія показываютъ, что два электрометра, установленные на разстояніи нѣсколькихъ десятковъ метровъ другъ отъ друга, въ ясную погоду имѣютъ почти параллельный ходъ. Если разстояніе увеличивается, то показанія ихъ все болѣе и болѣе расходятся. Если же небо заволакивается тучами и, особенно, во время дождя, показанія двухъ электрометровъ, находящихся даже въ разстояніи нѣсколькихъ десятковъ метровъ, весьма различны, что служитъ признакомъ того, что въ атмосферѣ постоянно проносятся, на сравнительно небольшой высотѣ, электрическія массы и что показанія электрометровъ получаютъ *мѣстный* характеръ. Изъ этого видно, что коэффиціентъ редукціи долженъ быть опредѣляемъ въ совершенно ясные дни, и горизонтальная мѣстность, гдѣ производятся контрольныя наблюденія, не должна быть слишкомъ удалена отъ обычнаго мѣста наблюденій. Съ другой стороны, полученный коэффиціентъ можетъ служить лишь для приведенія наблюденій, произведенныхъ при нормальныхъ условіяхъ погоды. Наблюденія же въ облачное время, во время дождя, снѣга и т. п. могутъ служить лишь для изученія измѣненій (варіацій) электрическаго потенціала.

Годовыя и суточныя колебанія. Напряженіе поля постоянно измѣняется, даже въ ясную и безоблачную погоду. Иногда стрѣлка электрометра довольно продолжительное время стоитъ почти неподвижно. Это, своего рода, электрическое затишье. Иногда же она колеблется въ весьма широкихъ предѣлахъ, быстро переходя изъ одного положенія въ другое. Иногда, наконецъ, наступаютъ настоящія электрическія бури. Ясно, слѣдовательно, что къ основному нормальному полю присоединяется какое-то добавочное, анормальное, поле, вызванное образованіемъ и перемѣщеніемъ дополнительныхъ электрическихъ массъ. Вся совокупность явленій представляется весьма сложной и запутанной. Тѣмъ не менѣе, въ кажущемся электрическомъ хаосѣ можно подмѣтить нѣкоторую закономѣрность. Прежде всего, въ нормальномъ полѣ, бросаются въ глаза *годовыя* и *суточныя* колебанія. Въ нашихъ широтахъ потенціалъ въ среднемъ достигаетъ максимума въ зимніе мѣсяцы

(декабрь и январь) и падаетъ до минимума лѣтомъ (іюль — августъ). Наблюденія въ Кью и въ Потсдамѣ дали слѣдующіе результаты въ *V/м*:

	максимумъ	минимумъ	отношеніе
Кью	243 (декабрь)	98 (іюль)	2.5
Потсдамъ. . . .	406 (январь)	159 (августъ)	2.6

Въ суточномъ ходѣ можно усмотрѣть два типа: зимній и лѣтній. Зимою преобладаетъ простое колебаніе съ однимъ максимумомъ въ дневные часы и однимъ минимумомъ—ночью. Лѣтній типъ обнаруживаетъ два минимума (послѣ полудня и ночью) и два максимума (до полудня и въ вечерніе часы). Въ метеорологическомъ бюро въ Парижѣ 1-ый минимумъ бываетъ въ 4 ч. пн., 1-ый максимумъ въ 7 ч. 30 м. пн., 2-ой минимумъ—въ 2 ч. 30 м. пд. и 2-ой максимумъ въ 6 ч. 30 м. пд. Съ высотою дневное колебаніе упрощается и амплитуды убываютъ. На башнѣ Эйфеля суточное колебаніе представляетъ поразительную аналогію съ зимними колебаніями нижней станціи. Въ полярныхъ странахъ суточныя колебанія приближаются, повидимому, къ зимнему, а въ тропическихъ — къ лѣтнему типу. На широтѣ Токіо (35° 41′ с. ш.) сохраняется вполнѣ типъ двойной суточной волны: минимумы въ 4 ч. пн. и въ 2 ч. пд., максимумы—въ 7 ч. пн. и въ 9 ч. пд. На высотѣ Зоннблика почти исчезаютъ какъ годовыя, такъ и суточныя колебанія. Электрическія массы, вызывающія эти колебанія, сосредоточены, слѣдовательно, въ слояхъ атмосферы, лежащихъ не выше 3000 *м*.

Потенціалъ и метеорологическіе элементы погоды. Потенціалъ весьма чутокъ къ измѣненіямъ метеорологическихъ элементовъ. Детальная разработка наблюденій показала, что колебанія потенціала — явленіе сложное, а потому весьма трудно обнаружить связь этихъ колебаній съ измѣненіями *одного* какого-либо метеорологическаго фактора. Тѣмъ не менѣе, сдѣланы были попытки связать ходъ потенціала съ ходомъ различныхъ метеорологическихъ элементовъ.

1. Ходъ электрическаго потенціала, въ среднемъ, особенно въ зимніе мѣсяцы, параллеленъ ходу давленія. Повышеніе барометра сопровождается повышеніемъ электрическаго градіента и обратно.

2. По Экснеру, измѣненія потенціала находятся въ тѣсной зависимости съ измѣненіями абсолютной влажности. Увеличеніе влажности влечетъ за собой пониженіе потенціала и обратно. На основаніи теоріи Пельтье, земная поверхность покрыта слоемъ отрицательнаго электричества. Экснеръ предполагаетъ, что частицы воды, подымающіяся при процессѣ испаренія, уносятъ съ собою часть отрицательнаго заряда земли; перемѣщеніями въ атмосферѣ этого заряда объясняются всѣ измѣненія въ напряженіи электрическаго поля земли. Экснеръ устана-

вливаетъ слѣдующую зависимость между паденіемъ потенціала и абсолютной влажностью p:

$$\frac{dV}{dh}=\frac{A}{1+kp},$$

гдѣ $A=1410$, а $k=1.15$.

3. Связь между потенціаломъ и абсолютной влажностью не подтверждается наблюденіями Траберта, Брауна и Кирхера. Изслѣдованія этихъ ученыхъ установили зависимость между среднимъ ходомъ потенціала и среднимъ ходомъ температуры: повышеніе температуры понижаетъ потенціалъ и обратно.

Давно уже обнаружена связь потенціала съ облачностью. Еще Лефе, въ 1882 — 1884 г.г. на мысѣ Горнѣ, замѣтилъ, что всякое, вновь образующееся, низкое и болѣе плотное облако понижаетъ потенціалъ. Постепенное пониженіе потенціала можно замѣтить при приближеніи облака къ зениту. Вообще, при облачномъ небѣ потенціалъ сильно понижается, иногда даже падаетъ до нуля. Появленіе перистыхъ облаковъ, по Брауну, напротивъ, повышаетъ напряженіе поля.

Шово и Браунъ приводятъ примѣры, указывающіе на то, что сильный вѣтеръ понижаетъ потенціалъ.

Туманы производятъ неодинаковое дѣйствіе на электрометръ въ зависимости отъ ихъ происхожденія. Туманы, подымающіеся изъ почвы и остающіеся на мѣстѣ, какъ это бываетъ осенью и въ первые зимніе дни, влекутъ за собою пониженіе поля, сопровождаемое быстрыми колебаніями и даже перемѣной знака. Туманы подобнаго же строенія, но подвижные и перемѣщающіеся въ большихъ массахъ далеко отъ мѣстъ, гдѣ они образовались, остаются безъ дѣйствія на электрометръ. Зимніе же плотные туманы, когда небо свободно отъ облаковъ и сквозь туманъ пробивается солнечный дискъ, окрашенный въ темнокрасный цвѣтъ, сильно повышаютъ потенціалъ. Эльстеръ и Гейтель во время подобнаго тумана наблюдали градіентъ, равный $+1000\ V/м$; изъ прибора получались даже искорки.

4. Процессы распыленія понижаютъ потенціалъ (пыль, водопады, вулканическія изверженія). Въ атмосферѣ пыли (на городскихъ улицахъ, въ пустыняхъ, особенно во время бури, вблизи водопадовъ) поле мѣняетъ знакъ и обнаруживаетъ весьма высокое отрицательное напряженіе. Внутри городовъ, въ лѣтніе мѣсяцы, электрическія наблюденія невозможны, такъ какъ присутствіе пыли совершенно маскируетъ явленіе и электрометръ даетъ высокіе отрицательные потенціалы. Интересныя явленія наблюдалъ въ Сахарѣ Фово-де-Курнель во время песчаной бури: на остріяхъ палокъ, поднятыхъ вверхъ, видны были электрическія истеченія; шерстяные бурнусы давали искры, сопровождаемыя

характернымъ шумомъ; при прикосновеніи къ бурнусамъ чувствовались уколы. Всѣмъ извѣстны электрическія явленія, которыя наблюдалъ Сименсъ на вершинѣ пирамиды Хеопса. Въ настоящее время мнѣнія ученыхъ расходятся по вопросу о томъ, наэлектризованы ли частицы пыли, носящейся въ воздухѣ. Наблюдали, напримѣръ, что пыль скорѣе садится на проводники, покрытые отрицательнымъ электричествомъ, чѣмъ положительнымъ. Между тѣмъ наблюденія Аткинсона не подтвердили этого утвержденія (Physik. Zeitschrift, Bd. 7, 1906, S. 522). Вообще, вопросъ объ электрическомъ состояніи пыли требуетъ дальнѣйшихъ экспериментальныхъ изслѣдованій.

5. Наблюденія Андре и Неймайра показали, что напряженіе поля понижается во время полярныхъ сіяній; но новѣйшія изслѣдованія Паульсена въ Исландіи, повидимому, не подтверждаютъ выводовъ Андре.

Измѣренія Людвига въ Индіи 22 января 1898 года показали, что во время затменія солнца и вслѣдъ за нимъ градіентъ понизился.

Географическое распредѣленіе электрическаго напряженія. Весьма трудно, вслѣдствіе крайней неустойчивости потенціала, судить о географическомъ его распредѣленіи вблизи земной поверхности. Такъ, на Цейлонѣ найдено 57 *V/м*, въ верхнемъ Египтѣ 128 *V/м*; наблюденія Бендорфа въ Томскѣ дали въ различные дни января и февраля 1898 г. среднее значеніе, равное 145 *V/м*. Лѣтомъ 1900 года Эльстеръ въ сѣверной части западнаго Шпицбергена (подъ 79° с. ш.) нашелъ при безоблачной погодѣ 49 *V/м* (посреди открытой равнины). Другой рядъ наблюденій произведенъ на рифѣ, выдвигающемся на 4 *м* надъ поверхностью воды; среднее изъ 6 наблюденій равно 119 *V/м*. Общій результатъ тотъ, что потенціалъ колебался въ тѣхъ же предѣлахъ, какъ и въ нашихъ широтахъ въ соотвѣтствующіе дни. На островѣ Юстъ, лежащемъ вблизи континента, потенціалъ былъ неимовѣрно великъ. Цѣлыми часами онъ поддерживался на 500—900 *V/м*. Среднее за 9 дней іюля равно 325 *V/м*. Эльстеръ склоненъ приписать эту аномалію дѣйствію морского прибоя [1]). Но противъ предположенія о роли прибоя говоритъ то, что при наблюденіяхъ на берегахъ Адріатики, а также въ Индійскомъ океанѣ и у Шпицбергена подобное повышеніе поля не наблюдалось. Въ настоящее время мы не имѣемъ достаточно сравнимыхъ между собой наблюдательныхъ данныхъ для сужденія относительно географическаго распредѣленія въ напряженіи электрическаго поля. Принимая во вниманіе имѣющіеся результаты, мы можемъ только сказать, что, вообще, электрическій градіентъ имѣетъ вблизи земной поверхности, какъ будто, наибольшую величину въ среднихъ

[1]) Ленардъ показалъ, что распыленіе морской воды дѣлаетъ поле положительнымъ; см. Lenard, Ueber die Elektricität der Wasserfälle. Wiedemann's Ann., 46, 1892. S. 584. Вблизи водопаловъ Эльстеръ и Гейтель нашли отрицательное поле.

широтахъ и уменьшается, какъ къ экватору такъ и къ полюсамъ. Шаво принимаетъ, что въ среднихъ широтахъ градіенты колеблются отъ 75*V/м* до 100*V/м* лѣтомъ и отъ 140*V/м* до 180*V/м* зимою. Къ экватору и къ полюсамъ поле убываетъ. Въ Батавіи напряженіе поля равно 40*V/м*. Подобное же приблизительно число найдено Лемштремомъ и Бизе въ Финляндіи подъ 68° с. ш. Андре на мысѣ Тордсенъ (Шпицбергенъ) подъ 78° с. ш. нашелъ, что напряженіе поля не превышаетъ 7-8*V/м*. На землѣ Грагама среднее для ноября и декабря равно 68*V/м*. Во время экспедиціи «Belgica» въ антарктическомъ поясѣ электрометръ Экснера вовсе не давалъ расхожденія листочковъ. Но, повторяемъ, изучить географическое распредѣленіе электрическаго поля невозможно вслѣдствіе неоднородности произведенныхъ до сихъ поръ наблюденій.

Электрическія явленія во время осадковъ и грозъ. Настоящія пертурбаціи наступаютъ тогда, когда въ атмосферѣ происходятъ процессы сгущенія паровъ, когда падаетъ дождь, снѣгъ, градъ. Въ это время напряженіе поля достигаетъ огромныхъ значеній, происходятъ быстрыя и частыя переходы отъ огромнаго положительнаго къ огромному отрицательному напряженію; эти колебанія достигаютъ своего кульминаціоннаго пункта въ моменты разрядной (грозовой) дѣятельности. Всякій разрядъ молніи бросаетъ подвижную часть электрометра изъ стороны въ сторону. По всей вѣроятности, явленіе осложняется колебательнымъ характеромъ разряда. Во время осадковъ къ основному полю присоединяется добавочное поле, а слѣдовательно, добавочная электродвижущая сила, связанная, какъ удостовѣряютъ наблюденія, съ конденсаціей атмосферной влаги. Явленія, происходящія во время грозы, совершенно сходны съ явленіями, сопровождающими осадки, но отличаются отъ нихъ только количественно. Приводимъ для примѣра одно наблюденіе, произведенное 9 іюля 1889 года въ Одессѣ. Первый ударъ грома послѣдовалъ въ 2 ч. 15 м. пд. Но уже около 1 ч. 30 м. пд. потенціалъ принялъ отрицательное значеніе. Далѣе получены слѣдующія числа:

2 ч. 25 м. пд. . .	— 431*V*	2 ч. 33 м. пд. . .	— 2463*V*
» 27 » . .	— 521	» 35 » . .	— 2645
» 29 » . .	— 1569	» 37 » . .	— 2977
» 31 » . .	— 2360		

Между 2 ч. 37 м. и 2 ч. 55 м. показанія электрометра переходили быстро отъ $+\infty$ до $-\infty$. Въ 2 ч. 55 м. пд. электрометръ отмѣтилъ +593*V*, а въ 3 ч. пд. +1338*V*. По наблюденіямъ Эльстера и Гейтеля во время дождя преобладаетъ отрицательное поле. Часто тонкій снѣгъ сопровождается отрицательнымъ полемъ, а снѣгъ, падающій большими хлопьями, происходитъ въ положительномъ полѣ.

Особенно интересныя явленія можно наблюдать во время осадковъ и грозъ на горахъ. Мы уже знаемъ, что изопотенціальныя поверхности надъ выдающимися частями земного рельефа скучены, вслѣдствіе чего электрическая плотность на вершинахъ горъ весьма велика. На Зонбликѣ во время грозы 2 августа 1888 года наблюдали свѣтовыя явленія не только на остріяхъ, но даже на стѣнахъ; свѣтились громоотводъ, желѣзная отдѣлка дома, анемометръ; изъ пальцевъ выходили снопы свѣта длиною въ 10 *см*. Послѣ близкаго удара молніи, явленіе вдругъ исчезло, но вскорѣ затѣмъ явилось великолѣпное положительное истеченіе. Въ теченіе грозы наблюдали многократныя перемѣны знака истеченій; съ перемѣной знака огней св. Эльма происходила перемѣна цвѣта молніи. При отрицательныхъ истеченіяхъ молніи были голубыя, а при положительныхъ — красныя. Эльстеру и Гейтелю принадлежатъ систематическія наблюденія надъ огнями св. Эльма. Если выдвинуть изъ окна металлическій стержень и прикоснуться къ нему пальцемъ, то знакъ покрывающаго его электричества одноименenъ со знакомъ огня св. Эльма. Изслѣдованія эти показали: 1) огни св. Эльма являются не только во время грозъ, но и зимою, во время снѣга; 2) явленіе тѣсно связано съ осадками; при вполнѣ ясномъ небѣ огни не наблюдаются; 3) перемѣны знака чаще всего бываютъ во время грозы; если погода не имѣетъ грозового характера, то знакъ огня удерживается довольно постоянно; 4) при крупныхъ хлопьяхъ снѣга преобладаютъ положительные огни (92%); при пылеобразномъ снѣгѣ — отрицательные (85%); положительные огни сопровождаютъ чаще градъ и крупу, отрицательные — дождь; 5) красныя молніи падаютъ при положительномъ огнѣ (земля—анодъ), а голубыя—при отрицательномъ (земля—катодъ). Грандіозныя, можно сказать, электрическія явленія на вершинахъ горы Халацы (Главный Кавказскій хребетъ, около 3700 *м*. высоты) описаны въ «Метеорологическомъ Вѣстникѣ» (1897 годъ, стр. 281) Пастуховымъ. Все окружающее наблюдателя пространство было покрыто огнями. Усы, брови, волосы спутниковъ Пастухова свѣтились, бурки ихъ, казалось, тлѣли, вездѣ пылали огни. Мимо наблюдателя, жужжа, пролетали огненные шарики (шаровая молнія). Велькеръ 12 іюля 1894 года въ горахъ Колорадо, на высотѣ 4400 *м*, наблюдалъ подобное же явленіе: изъ всѣхъ выдающихся угловъ скалъ выбрасывались огненные шары до нѣсколькихъ сантиметровъ въ діаметрѣ; путешественники чувствовали уколы и по временамъ сильные удары; явленіе продолжалось около одного часа.

Электрическое состояніе осадковъ. Изъ показаній электрометра, соединеннаго съ коллекторомъ, невозможно заключить объ электрическомъ состояніи осадковъ. Если во время дождя закрыть кранъ коллектора, то потенціалъ его весьма сильно и быстро падаетъ. Въ одномъ

случаѣ, когда электрометръ показывалъ болѣе — 300 V, послѣ закрытія струи при помощи изолированной ручки показаніе его сразу понизилось до — 5 V. Ясно, слѣдовательно, что электрометръ измѣрялъ только дѣйствіе вліянія, а не электрическое состояніе осадковъ. Важно, поэтому, изслѣдовать электрическое состояніе осадковъ. Первыя наблюденія подобнаго рода принадлежатъ Эльстеру и Гейтелю. Эти ученые построили особый приборъ, состоящій изъ уединенной металлической чашки для собиранія осадковъ. Дабы предохранить эту чашку отъ дѣйствія вліянія, ее окружили проволочной, сверху открытой и хорошо отведенной къ землѣ, клѣткой. Чашка, при помощи тонкой проволоки, была соединена съ электрометромъ. Дальнѣйшія наблюденія принадлежатъ Гердіену и Келлеру. Оказалось, что осадки бываютъ то нейтральны, то электроположительны, то электроотрицательны. Нерѣдко въ теченіе дождя знакъ осадковъ мѣняется, но, въ общемъ, знакъ осадковъ устойчивѣе, чѣмъ знакъ поля. Перемѣна знака поля часто предшествуетъ перемѣнѣ знака осадковъ. На сто случаевъ дождя наблюдали 42 раза положительный дождь и 58 разъ — отрицательный. На сто случаевъ снѣга отмѣтили 35 разъ положительный снѣгъ и 65 разъ — отрицательный. При крупномъ снѣгѣ преобладаетъ +, при крупномъ дождѣ —. Знакъ осадковъ не всегда совпадаетъ со знакомъ поля. Согласіе знака поля со знакомъ осадковъ наблюдали въ 27 случаяхъ на 100 при выпаденіи снѣга и въ 73 случаяхъ при выпаденіи дождя. Наибольшимъ электрическимъ напряженіемъ отличаются грозовые осадки.

Существуетъ еще одна группа явленій, повидимому, связанная съ напряженіемъ поля, — это трескъ въ телефонахъ. Указанное явленіе изслѣдовано на Зонбликѣ и описано Трабертомъ. Въ ходѣ этого явленія замѣчены суточные и годовые періоды, а также установлена связь съ облачностью. Шумъ особенно усиливается во время грозъ.

Изъ всего выше изложеннаго видно, что электрометръ долженъ реагировать на общій ходъ погоды. Приближеніе циклона должно понижать кривую потенціала и вызывать въ ней рѣзкія колебанія. Антициклоническая погода должна вызывать повышеніе напряженія поля и совпадать, по большей части, съ періодами электрическаго затишья.

Измѣненія электрическаго градіента по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Особенно важное значеніе для рѣшенія основной электрометрической задачи о распредѣленіи электрическихъ массъ, имѣютъ измѣренія электрическаго градіента на различныхъ высотахъ въ атмосферѣ. Изъ теоремы Пуассона видно, что вопросъ о существованіи въ воздухѣ свободныхъ электрическихъ массъ можетъ быть рѣшенъ измѣреніями электрическаго градіента на различныхъ высотахъ. Если съ высотою электрическій градіентъ возрастаетъ, то въ пройденномъ про-

странствѣ преобладаютъ отрицательныя массы; если градіентъ убываетъ, то это служитъ признакомъ преобладанія положительныхъ массъ. Результаты эти можно получить какъ слѣдствіе изъ извѣстной теоремы Пуассона.

[**Примѣчаніе**. Извѣстно, что, измѣряя электрическія силы поля и измѣненія этихъ силъ по тремъ взаимно перпендикулярнымъ направленіямъ, можно вычислить сумму и знакъ электрическихъ массъ, заключенныхъ въ единицѣ объема. Объемная плотность

$$\varrho = -\frac{1}{4\pi}\left(\frac{d^2V}{dx^2} + \frac{d^2V}{dy^2} + \frac{d^2V}{dz^2}\right).$$

Примѣнимъ эту формулу къ нормальному дню, когда изопотенціальныя поверхности представляютъ шаровыя концентрическія поверхности, которыя на небольшомъ пространствѣ можно принять за горизонтальныя плоскости. Пусть оси y и z совпадаютъ съ этой плоскостью, а ось x-овъ направлена вверхъ по нормали къ ней. Въ этомъ случаѣ,

$$\frac{d^2V}{dy^2} = \frac{d^2V}{dz^2} = 0 \text{ и } \frac{d^2V}{dx^2} = -4\pi\varrho.$$

Но F (напряженіе поля) $= -\frac{dV}{dx}$, а слѣдовательно, $\frac{dF}{dx} = 4\pi\varrho$.

Въ нормальные дни сила F направлена внизъ, т. е. отрицательна. Если, по мѣрѣ поднятія, напряженіе поля уменьшается (т. е. абсолютная величина F возрастаетъ), то $\frac{dF}{dx}$ отрицательно, а слѣдовательно, и ϱ отрицательно. Обратно, если F, по своей абсолютной величинѣ, уменьшается, то ϱ должно быть положительно. Если же F остается безъ измѣненія, то $\frac{dF}{dx} = 0$, и, слѣдовательно, $\varrho = 0$, т. е. электрическихъ массъ вовсе не существуетъ или количество положительныхъ и отрицательныхъ массъ одинаково.

Существуетъ нѣсколько методовъ опредѣленія электрическаго градіента на различныхъ высотахъ. Чаще всего примѣняютъ слѣдующій пріемъ. Къ лодкѣ аэростата подвѣшиваютъ, на опредѣленномъ разстояніи другъ отъ друга, два изолированныхъ коллектора. Соединяютъ проволокой одинъ коллекторъ съ наружной оболочкой, а другой съ листочками, (или, вообще, съ подвижной частью) электрометра. Очевидно, что показаніе электрометра дастъ разность потенціаловъ нашихъ коллекторовъ. Но при этихъ наблюденіяхъ нужно ввести очень важную поправку. Шаръ до спуска былъ соединенъ съ землею, а слѣдовательно, принялъ зарядъ земли. Если шаръ во время полета будетъ сохранять этотъ зарядъ, то зарядъ этотъ долженъ дѣйствовать противо-

положно заряду земли, т. е. уменьшать градіентъ; но зарядъ этотъ не вліяетъ на *измѣненія* градіента съ высотою, а только на абсолютную его величину. Но, на дѣлѣ, шаръ мѣняетъ зарядъ: 1) при высыпаніи балласта, 2) вслѣдствіе потери газа, 3) при посредствѣ коллектора; вслѣдствіе этихъ обстоятельствъ измѣренная величина градіента не всегда соотвѣтствуетъ дѣйствительности. Необходимо, поэтому, въ полученный результатъ внести поправку на вліяніе собственнаго заряда шара. Съ этой цѣлью, Бернштейнъ далъ способъ опредѣлять требуемую поправку, комбинируя, извѣстнымъ образомъ, наблюденія не двухъ, а трехъ коллекторовъ, подвѣшенныхъ къ шару. Бенндорфъ и Линке пытались опредѣлить вліяніе шара экспериментальнымъ путемъ на небольшихъ моделяхъ. Первоначальныя поднятія Лехера и Тума дали сомнительные результаты относительно болѣе низкихъ ярусовъ атмосферы. Но позднѣйшія поднятія того же Тума, а также Бернштейна, Башина, Ле Кадэ и другихъ привели къ совершенно опредѣленнымъ заключеніямъ. До высоты *одного* километра измѣненіе электрическаго градіента бываетъ перемѣнное (то положительное, то отрицательное), что указываетъ на преобладаніе въ болѣе низкихъ слояхъ то отрицательныхъ, то положительныхъ массъ. На высотѣ *двухъ* километровъ градіентъ, въ общемъ, довольно постояненъ и колеблется около 30 $V/м$. Выше двухъ километровъ градіентъ падаетъ; слѣдовательно, начиная съ извѣстной высоты, въ атмосферѣ рѣшительно преобладаютъ положительныя массы. Вотъ, напримѣръ, поднятіе Берсона 11 мая 1905 года:

1390 *м* . . .	24.4 $V/м$	3470 *м* . . .	5.1 $V/м$
1550 . . .	63.4	4160 . . .	3.6
1570 . . .	21.1	5190 . . .	3.0
2770 . . .	6.6	5760 . . .	2.9

30-го августа 1905 года на высотѣ 6030 *м* найдено 7.9 $V/м$. Башинъ 17 февраля 1894 года, на высотѣ 2800 *м*, нашелъ 13 $V/м$, а выше 3000 *м* паденіе потенціала было незамѣтно. Гердіенъ на высотѣ 5900 *м* встрѣтилъ 8 $V/м$. Допускаютъ, что на высотѣ 6000—7000 *м* находится уже граница распространенія электрическихъ массъ. Замѣтимъ, что на этой же высотѣ количество паровъ уже крайне ничтожно. На этой же, приблизительно, высотѣ достигаетъ крайняго разрѣженія пылевая атмосфера. Но паденіе градіента съ высотою не всегда идетъ такъ плавно, какъ это замѣчено во время поднятія 11-го мая 1905 года. Въ электрической структурѣ нашей атмосферы въ вертикальномъ направленіи можно замѣтить, какъ и въ распредѣленіи температуры, влажности и даже воздушныхъ теченій, *пластинчатое* строеніе, а также разрывы непрерывности и быстрые скачки. Такіе скачки особенно рѣзки на границахъ облачныхъ массъ.

Интересны въ этомъ отношеніи изслѣдованія Л. Вебера, о которыхъ мы говорили раньше на стр. 436. Если подымемъ въ воздухѣ вверхъ проволоку, соединенную съ землею, то плотность электричества на верхнемъ концѣ этого проводника увеличивается пропорціонально его разстоянію отъ поверхности земли. Если плотность увеличится настолько, что начнется истеченіе, то въ поднятой проволокѣ явится токъ, который можно измѣрить гальванометромъ. Расходъ электричества на верхнемъ концѣ проволоки пропорціоналенъ электростатическому давленію, которое, въ свою очередь, пропорціонально квадрату плотности, а поэтому, если D — сила тока въ проволокѣ, H — высота верхняго конца проволоки надъ земной поверхностью, F — градіентъ, a — постоянная, то

$$D = a\,FH^2. \qquad (182)$$

F не мѣняется съ высотою въ томъ только случаѣ, когда въ атмосферѣ не существуетъ свободныхъ электрическихъ массъ. Если же въ атмосферѣ существуютъ электрическія массы, то F есть величина перемѣнная: абсолютная ея величина уменьшается при преобладаніи въ атмосферѣ положительныхъ массъ и увеличивается при отрицательныхъ массахъ. Въ первомъ случаѣ можно допустить, что $F = \frac{A}{H}$, во второмъ случаѣ $F = BH$. При этихъ допущеніяхъ уравненіе (182) принимаетъ одну изъ слѣдующихъ двухъ формъ: $D = KH$ или $D = MH^3$. Такимъ образомъ, сила тока должна измѣняться по прямой линіи въ первомъ случаѣ и по кривой 3-й степени — во второмъ. Многочисленныя наблюденія Вебера привели къ тому результату, что въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы въ проволокѣ возможенъ то положительный (къ землѣ), то отрицательный токъ, что съ нѣкоторой высоты токъ дѣлается положительнымъ и получаетъ сильное приращеніе съ высотой, что̀ вполнѣ согласуется съ результатами, полученными во время аэростатическихъ поднятій.

Разрядная или грозовая дѣятельность. Разрядная дѣятельность служитъ признакомъ того, что между отдѣльными частями поля (облако-земля, облако-облако) устанавливается весьма значительная разность потенціаловъ. Если допустимъ, что первичные элементы процесса сгущенія водяныхъ паровъ обладаютъ слабыми электрическими потенціалами, то нетрудно показать, что сліяніе этихъ мелкихъ элементовъ въ болѣе крупныя капли повлечетъ за собою повышеніе ихъ потенціала. Положимъ, что n^3 весьма малыхъ капель, потенціалъ коихъ равенъ v, сливаются въ одну каплю; пусть r — радіусъ, s — поверхность, e — зарядъ, k — плотность заряда каждой изъ капель; при этихъ обозначеніяхъ $k = e:s$ и $v = e:r$. Пусть R — радіусъ, V — потенціалъ, E — зарядъ,

K — электрическая плотность, S — поверхность образовавшейся большой капли. Въ такомъ случаѣ $R = nr$, $S = n^2 s$, $E = n^3 e$ и, слѣдовательно,

$$K = \frac{E}{S} = \frac{n^3 e}{n^2 s} = n \frac{e}{s} = nk,$$

$$V = \frac{E}{R} = \frac{n^3 e}{nr} = n^2 \frac{e}{r} = n^2 v.$$

Изъ послѣдняго уравненія видно, что если n весьма велико, то образовавшаяся капля можетъ получить весьма значительный потенціалъ. Но при сліяніи капель число ихъ въ данномъ пространствѣ быстро убываетъ. Необходимъ притокъ извнѣ новаго гигрометрическаго, если можно такъ выразиться, матеріала. Притокъ этотъ доставляется воздушными теченіями. Такимъ образомъ, источникомъ, поддерживающимъ истощающуюся съ теченіемъ времени грозовую дѣятельность, является циркуляція атмосферы, а слѣдовательно, работа солнца. Къ вопросу же о происхожденіи заряда первичныхъ элементовъ облака мы вернемся въ дальнѣйшемъ изложеніи настоящей главы.

Разрядъ въ атмосферѣ стремится уравнять потенціалы, между которыми существуетъ значительная разность. Различаютъ молніи рѣзко очерченныя, имѣющія форму зигзагообразной линіи нерѣдко со многими развѣтвленіями (1-го рода), и молніи расплывчатыя, освѣщающія одновременно значительную часть неба (2-го рода). Существуетъ, наконецъ, еще явленіе шаровой молніи, для объясненія которой сдѣлано не мало попытокъ. Нѣкоторые ученые пытались даже искусственно, въ маломъ видѣ, воспроизвести явленіе шаровой молніи. Заслуживаютъ вниманія, въ этомъ отношеніи, обширные опыты французскаго ученаго Планте съ сильными вторичными батареями. Планте удалось воспроизвести явленія, сходныя съ явленіями шаровой молніи, полярныхъ сіяній, вихревыхъ движеній. Лепель показалъ, что если два тонкія острія полюсовъ находятся на извѣстномъ разстояніи отъ противоположныхъ сторонъ сухой пластинки слюды, эбонита или стекла, то получаются красныя свѣтящіяся искорки, которыя то остаются въ покоѣ, то движутся съ различными скоростями. Еще интереснѣе опытъ Риги. Если ввести въ цѣпь лейденской банки (большой емкости) значительное жидкое сопротивленіе, то разрядъ, въ слегка разрѣженномъ воздухѣ, между шаровыми металлическими электродами, является въ формѣ шарообразной свѣтящейся массы. Глазомъ можно прослѣдить движеніе, а помощью вращающагося зеркала опредѣлить его продолжительность.

Молнія несетъ, вообще, значительный запасъ энергіи. Къ измѣренію этой энергіи можно подойти двумя путями.

Молнія, ударяя въ металлическій стержень, плавитъ его на извѣстномъ протяженіи. Зная размѣры и свойства расплавленнаго стержня, Кольраушъ вычислилъ общее количество энергіи, необходимой для плавленія. Напримѣръ, если молнія расплавитъ мѣдную проволоку въ 5 *кв мм* сѣченія на протяженіи одного метра, то для этого необходимо 6700 граммокалорій. Если допустить, что время разряда колеблется отъ 0.001 до 0.03 *сек*, то соотвѣтствующая сила тока заключается между 52000 и 9200 амперовъ, а количество электричества отъ 52 до 270 кулоновъ. Это количество электричества можетъ разложить отъ 5 до 25 *мг* воды. Чтобы питать въ теченіе часа лампу каленія въ 16 свѣчей, нужно отъ 35 до 7 такихъ молній.

Покель подходитъ къ рѣшенію этого вопроса съ другой стороны. Онъ опредѣляетъ магнитный моментъ базальтовыхъ полосъ, намагниченныхъ дѣйствіемъ разряда. Базальтовые бруски устанавливаются такъ, чтобы направленіе тока было перпендикулярно къ оси бруска. Зная зависимость между силой тока и магнитнымъ моментомъ, можно перейти къ опредѣленію количества электричества молніи. Для этого слѣдуетъ располагать бруски вблизи громоотводовъ. Въ видѣ перваго приближенія, Покель получилъ числа, отыскивая, въ извѣстныхъ мѣстностяхъ, куски базальта вблизи пораженныхъ молніей деревьевъ и опредѣляя магнитный моментъ вырѣзанныхъ изъ нихъ брусковъ. Изъ этихъ опытовъ найдено, что сила тока равна, приблизительно, 10000 амперовъ.

Распредѣленіе грозовой дѣятельности на земной поверхности. Въ нашихъ широтахъ грозовая дѣятельность является обыкновенно спутницей циклоновъ. Грозы приносятся небольшими вихрями, зарождающимися на периферическихъ частяхъ большихъ циклоновъ, по преимуществу, въ юго-восточномъ ихъ квадрантѣ. Для проявленія грозовой дѣятельности необходимы два условія: достаточно высокая температура и достаточная степень влажности и осадковъ. Извѣстно, что максимумъ грозовой дѣятельности падаетъ на дневные часы и на лѣтніе мѣсяцы. Сочетаніемъ указанныхъ двухъ факторовъ (высокая температура и достаточная степень влажности) легко объясняются извѣстные намъ суточные и годовые періоды, а также географическое распредѣленіе разрядной дѣятельности на земной поверхности. Въ экваторіальныхъ частяхъ Америки, Африки, въ Индо-Китаѣ и на Зондскихъ островахъ расположены очаги разрядной дѣятельности,— своего рода, *электрическій экваторъ* (до 100 и болѣе грозовыхъ дней въ году, а въ Бюитенцоргѣ, на островѣ Явѣ,— до 170). Къ сѣверу и къ югу разрядная дѣятельность, въ общемъ, постепенно убываетъ, оставаясь все время въ полной зависимости отъ распредѣленія температуры, осадковъ и путей движенія циклоновъ. Въ поясѣ слабыхъ осадковъ она почти затухаетъ и вновь усиливается къ субтропическому поясу, но

крайне неравномѣрно. На берегахъ Средиземнаго моря, на восточныхъ берегахъ Чернаго моря, у западныхъ береговъ сѣверной части Атлантическаго океана, т. е. въ мѣстностяхъ, имѣющихъ болѣе высокую температуру и достаточный запасъ осадковъ, грозовая дѣятельность обнаруживается съ значительной силой (отъ 30 до 50 грозовыхъ дней въ году). Въ то же время въ мѣстностяхъ, лежащихъ вдоль большихъ дорогъ циклоновъ, также замѣтно усиленіе грозовой дѣятельности. По мѣрѣ приближенія къ полюсамъ, грозовая дѣятельность, мало-по-малу, затухаетъ, уступая мѣсто тихому разряду, называемому полярнымъ сіяніемъ. Замѣчательно, что сѣверная граница распространенія грозъ въ Старомъ Свѣтѣ достигаетъ болѣе высокихъ широтъ (почти до 70° с. ш.), чѣмъ въ Новомъ (60° с. ш.). Защитой противъ опасныхъ дѣйствій грозовыхъ разрядовъ являются *громоотводы*, теорія и практика которыхъ изложены въ работахъ, перечисленныхъ въ концѣ книги въ рубрикѣ «Литературныя указанія». Въ этомъ же отдѣлѣ приведены книги, которыя познакомятъ интересующихся съ замѣчательными, иногда причудливыми, дѣйствіями молніи.

Прежнія теоріи электрическихъ явленій. Въ концѣ 19-го вѣка насчитывали болѣе 40 различныхъ теорій, предложенныхъ для объясненія электрическихъ явленій въ атмосферѣ. Обозрѣніе этихъ теорій можно найти въ статьяхъ Экснера, Шаво, Зухсlянда, Панченко, приведенныхъ въ «Литературномъ указателѣ». Всѣ эти теоріи имѣютъ въ настоящее время лишь историческое значеніе, и подробное обозрѣніе ихъ не можетъ входить въ задачи настоящаго курса. Замѣтимъ только, что всѣ главнѣйшія теоріи допускаютъ отрицательный зарядъ земли. Измѣненія электрическаго поля объясняются присутствіемъ въ атмосферѣ и перемѣщеніемъ электрическихъ массъ, при чемъ существенная роль приписывается водѣ. Теоріи эти распадаются на три группы.

1) Первая группа допускаетъ постоянное образованіе электричества на землѣ, какъ одну изъ формъ непрерывнаго процесса преобразованія энергіи: отрицательное электричество располагается на земной поверхности, а положительное остается въ атмосферѣ. Внѣшнее электрическое дѣйствіе земли, съ точки зрѣнія этихъ теорій, равно нулю. Разногласіе начинается съ вопроса, какіе процессы даютъ импульсъ указанному преобразованію энергіи, и что, собственно, служитъ носителемъ электричества въ атмосферѣ.

2) Вторая группа допускаетъ постоянный отрицательный зарядъ земли, какъ остатокъ того космическаго заряда, который наши планеты получили нѣкогда, въ моментъ своего образованія. Земля наша дѣйствуетъ на внѣшнюю точку, какъ отрицательно заряженный проводникъ. Измѣненія поля объясняются разсѣяніемъ въ атмосферу отрицательнаго электричества земли.

3) Третья группа теорій допускаетъ, подобно второй, постоянный отрицательный зарядъ земли, но измѣненія поля приписываетъ возникновенію въ атмосферѣ дополнительной электродвижущей силы. По поводу этой дополнительной электродвижущей силы сдѣланы разнообразнѣйшія допущенія: дѣйствіе ультрафіолетовыхъ лучей солнца, треніе ледяныхъ кристалловъ и воздуха, треніе ледяныхъ кристалловъ и жидкой воды въ атмосферѣ, паденіе капель, процессъ сгущенія паровъ, прикосновеніе частицъ воздуха и воды, прикосновеніе воздуха съ земной поверхностью и т. д. Всѣ эти теоріи, конечно, опровергнуты, такъ какъ всякій творецъ новой теоріи начиналъ, обыкновенно, съ самой строгой критики своихъ предшественниковъ. Иное направленіе приняла электрометеорологія послѣ работъ Эльстера и Гейтеля, опубликованныхъ въ самомъ концѣ истекшаго 19-го столѣтія.

Опыты Линсса и первоначальныя изслѣдованія Эльстера и Гейтеля. Еще Кулонъ нашелъ, что помѣщенный въ атмосферномъ воздухѣ заряженный проводникъ теряетъ свой зарядъ не только черезъ подставки, но и непосредственно въ воздухъ. Эта послѣдняя потеря приписывалась частицамъ воды, пыли и молекуламъ самого воздуха, которыя, подъ дѣйствіемъ заряда кондуктора, притягиваются къ нему; здѣсь онѣ заряжаются одноименнымъ электричествомъ и затѣмъ вновь отталкиваются, при чемъ уносятъ съ собою часть заряда. Дальнѣйшія наблюденія въ этомъ направленіи были предприняты Линссомъ въ 1887 году. Линссъ показалъ, что интенсивность разсѣянія электрическаго заряда въ воздухѣ имѣетъ суточный и годичный ходъ, противоположный ходу электрическаго потенціала земного поля, и, вопреки господствовавшимъ взглядамъ, интенсивность эта значительно меньше во время тумана, чѣмъ въ ясные дни. Линссъ нашелъ далѣе, что вслѣдствіе разсѣянія земная поверхность теряетъ каждую минуту 1% своего заряда, а слѣдовательно, въ природѣ долженъ существовать источникъ, постоянно компенсирующій эту потерю. Отысканіе этого источника и составляетъ одну изъ важнѣйшихъ задачъ электрометеорологіи. Наблюденія Эльстера и Гейтеля обнаружили, въ свою очередь, что разсѣяніе электричества въ воздухѣ не только не увеличивается присутствіемъ пыли и тумана, но въ сильной степени ослабляется и даже почти совершенно останавливается; оно вообще совершается тѣмъ быстрѣе, чѣмъ чище воздухъ. Въ открытой атмосферѣ разсѣяніе всегда сильнѣе, чѣмъ въ закрытыхъ помѣщеніяхъ, напримѣръ, въ комнатахъ и, кромѣ того, зависитъ отъ различныхъ метеорологическихъ условій. Оно всегда усиливается въ ясную, сухую погоду, при прозрачной атмосферѣ, и сильно уменьшается въ сырое и дождливое время, а при густомъ туманѣ почти не наблюдается. Разсѣяніе обладаетъ свойствомъ *униполярности*, т. е. скорость потери положительныхъ и отрицательныхъ зарядовъ, вообще,

неодинакова. Наконецъ, наблюденія *на горахъ* обнаружили тотъ любопытный фактъ, что разсѣяніе, при поднятіи вверхъ, быстро возрастаетъ и при томъ дѣлается значительно болѣе униполярнымъ. На склонахъ высокихъ горъ, и особенно на ихъ вершинахъ, всегда наблюдается болѣе быстрая потеря отрицательнаго заряда сравнительно съ положительнымъ. На отдѣльно стоящихъ горахъ эта униполярность разсѣянія проявляется чрезвычайно рѣзко. Такъ, напримѣръ, во время одного изъ наблюденій на Сентисѣ (2500 *м*) положительно заряженный проводникъ терялъ въ теченіе 15 минутъ 8.95%, а отрицательный 35.04% своего первоначальнаго заряда. Въ *свободной* атмосферѣ разсѣяніе электричества также быстро возрастаетъ съ высотою, особенно при ясной солнечной погодѣ; на высотѣ около 3000 *м* надъ уровнемъ моря замѣчены разсѣянія, въ 10—20 разъ превосходившія тѣ, какія наблюдались въ то же время на поверхности земли. При этомъ, однако, не наблюдалось никакой разницы въ скорости разсѣянія положительнаго и отрицательнаго зарядовъ, хотя внизу въ то же время эта разница имѣла мѣсто. Въ сырыхъ слояхъ атмосферы разсѣяніе быстро ослабѣвало, а при прохожденіи аэростата черезъ густой туманъ (облако) почти совсѣмъ исчезало.

Интенсивность разсѣянія характеризуется потерей заряда проводника въ теченіе опредѣленнаго времени (напримѣръ, въ теченіе 1 минуты), выраженной въ процентахъ первоначальнаго заряда. Разсѣяніе это обозначается буквой a_+ для положительнаго и буквой a_- для отрицательнаго заряда. Отношеніе $\frac{a_-}{a_+}$ выражаютъ буквой q.

Іоны въ атмосферѣ. Для объясненія разсѣянія Эльстеръ и Гейтель примѣнили іонную теорію, которая такъ хорошо освѣщала явленія, происходящія при прохожденіи тока черезъ электролиты. По этой теоріи, въ электролитѣ, подъ вліяніемъ электрическаго поля, молекулы разбиваются на двѣ составныя части—іоны, изъ которыхъ однѣ заряжены положительно, а другія—отрицательно. Подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ, положительные іоны переносятся къ катоду, отрицательные—къ аноду, и, такимъ образомъ, происходитъ разложеніе электролита. Эта старая гипотеза электролиза была впослѣдствіи значительно дополнена и исправлена. Эта-то пополненная гипотеза электролиза и была примѣнена Эльстеромъ и Гейтелемъ для объясненія явленій разсѣянія электрическаго заряда въ атмосферномъ воздухѣ. Согласно ихъ представленію, въ атмосферномъ воздухѣ, подъ вліяніемъ различныхъ агентовъ, всегда имѣются составныя части распавшихся молекулъ воздуха—іоны. Эти свободныя, положительныя и отрицательныя, частицы движутся въ электрическомъ полѣ, окружающемъ наэлектризованное тѣло и, слѣдуя направленію силовыхъ линій этого поля, ней-

трализуютъ, мало-по-малу, наэлектризованный проводникъ. Если изолированный проводникъ заряженъ положительно, то, въ образовавшемся около него электрическомъ полѣ, отрицательные іоны, слѣдуя силовымъ линіямъ, устремляются къ проводнику и разряжаютъ его. Обратно, отрицательно наэлектризованное тѣло притягиваетъ изъ воздуха положительные іоны и приходитъ въ естественное состояніе. Въ глазахъ наблюдателя явленіе представится такъ, какъ будто электрическій зарядъ разсѣивается въ окружающую среду. Разсѣяніе должно происходить тѣмъ быстрѣе, чѣмъ больше находится положительныхъ и отрицательныхъ частицъ въ окружающей средѣ, т. е. чѣмъ сильнѣе іонизированъ воздухъ. Эльстеръ и Гейтель иллюстрировали это основное положеніе слѣдующимъ остроумнымъ опытомъ. Они создавали вокругъ электроскопа искусственное электрическое поле. Для этого электроскопъ окружали изолированной металлической сѣткой съ широкими петлями и сообщали ей зарядъ опредѣленнаго знака. Если зарядъ сѣтки одноименъ съ зарядомъ электроскопа, то разсѣяніе значительно усиливается. Если, напримѣръ, сѣтка и электроскопъ заряжены положительно, то около сѣтки образуется поле, въ которомъ отрицательные іоны стремятся къ сѣткѣ, а положительные — отталкиваются. Отрицательные іоны частью осаждаются на проволокѣ сѣтки и постепенно ее нейтрализуютъ, а частью проникаютъ во внутрь. Такимъ образомъ, внутри сѣтки окажется накопленіе отрицательныхъ іоновъ, которые весьма быстро нейтрализуютъ положительные заряды помѣщеннаго тамъ проводника. Для успѣха опыта необходимо поддерживать зарядъ сѣтки какимъ-нибудь электризаторомъ. Разноименные іоны заряжены положительными и отрицательными электричествами въ равномъ между собою количествѣ; при этомъ зарядъ каждой частицы таковъ же, какъ и зарядъ, несомый однимъ атомомъ водорода въ процессѣ электролиза. Допускаютъ, что степень подвижности положительныхъ и отрицательныхъ іоновъ неодинакова: отрицательные іоны отличаются большей подвижностью, чѣмъ положительные. Опыты показали, что если воздухъ іонизированъ рентгеновскими лучами, то скорость іоновъ, выраженная въ сантиметрахъ въ секунду, въ полѣ, имѣющемъ градіентъ 1 вольтъ на каждый сантиметръ, равна

	въ сухомъ воздухѣ	во влажномъ воздухѣ
положительныхъ іоновъ	1.36	1.37
отрицательныхъ »	1.87	1.51

Теорія іоновъ даетъ простое толкованіе фактамъ, отмѣченнымъ въ началѣ этого параграфа. Вліяніе пыли и тумана на ослабленіе разсѣянія объясняется тѣмъ, что іоны, находясь въ непрерывномъ движеніи, подобно нейтральнымъ молекуламъ газа приходятъ постоянно въ

столкновеніе между собою, съ нейтральными молекулами и, наконецъ, со всѣми тѣлами, находящимися въ газѣ. При столкновеніи съ пылинками и каплями тумана, іоны соединяются съ ними и теряютъ свою подвижность вслѣдствіе увеличенія своей массы. Такимъ образомъ, количество сильно подвижныхъ іоновъ уменьшится, и разрядъ электроскопа соотвѣтственнымъ образомъ замедлится. Вліяніе влажнаго воздуха на замедленіе разсѣянія объясняется подобнымъ же образомъ: іоны обладаютъ способностью конденсировать на себѣ пары воды, что повлечетъ за собой увеличеніе массы іоновъ, которые сдѣлаются опять менѣе подвижными. Наконецъ, фактъ униполярнаго разсѣянія, наблюдаемаго на горахъ, легко объяснить вліяніемъ земного электрическаго поля. Мы знаемъ, что земля имѣетъ постоянно избытокъ отрицательнаго заряда, который скопляется на ея поверхности и, главнымъ образомъ, на всѣхъ выступахъ и заостреніяхъ, каковы, напримѣръ, вершины горъ. Вокругъ всякой горы должно, поэтому, образоваться болѣе или менѣе сильное электрическое поле отрицательнаго знака, въ которое будутъ втягиваться изъ воздуха положительные іоны, а отрицательные изъ него выталкиваться. Получится, такимъ образомъ, преобладаніе первыхъ надъ послѣдними, вслѣдствіе чего отрицательно-заряженный кондукторъ, окруженный избыткомъ положительныхъ іоновъ, разрядится быстрѣе, чѣмъ въ случаѣ положительнаго его заряда.

Іоны могутъ переноситься воздушными теченіями (горизонтальными, восходящими и нисходящими), а также диффундировать; вслѣдствіе этого, въ атмосферѣ являются, своего рода, конвективные электрическіе токи, способствующіе перенесенію электрическихъ массъ, а также накопленію ихъ въ одномъ мѣстѣ и недостатку въ другомъ. Въ электрическомъ полѣ земли долженъ существовать вертикальный электрическій токъ, направленный, въ ясную и безоблачную погоду, сверху внизъ. Если извѣстна скорость движенія іоновъ и число ихъ въ единицѣ объема, то можно даже вычислить силу этого тока. Чѣмъ больше іоновъ въ данномъ объемѣ, тѣмъ больше проводимость атмосферы, тѣмъ скорѣе уменьшается электрическое напряженіе, вызванное какой-нибудь причиной въ атмосферѣ. Очевидно, слѣдовательно, что должны существовать малые электрическіе градіенты при большомъ содержаніи іоновъ и обратно. Всякая причина, повышающая іонизацію воздуха, влечетъ за собой пониженіе напряженія и обратно.

Такимъ образомъ, согласно іонной теоріи, скорость потери заряда, при данномъ его потенціалѣ, должна зависѣть, главнымъ образомъ, отъ двухъ факторовъ: во-первыхъ, — отъ удѣльнаго содержанія іоновъ въ воздухѣ и, во-вторыхъ, — отъ ихъ удѣльной скорости.

Удѣльнымъ содержаніемъ положительныхъ или отрицательныхъ іоновъ въ данномъ газѣ называется число положительныхъ или отри-

цательныхъ іоновъ, находящихся въ одномъ кубическомъ сантиметрѣ газа. Понятно, что, чѣмъ больше удѣльное содержаніе іоновъ въ данномъ мѣстѣ атмосферы, тѣмъ быстрѣе должно происходить разсѣяніе. Это содержаніе обыкновенно обозначаютъ буквами n_+ и n_-. Очень часто вмѣсто величинъ n_+ и n_- даютъ величину заряда всѣхъ іоновъ одного знака, заключенныхъ въ одномъ кубическомъ метрѣ воздуха. Этотъ зарядъ выражаютъ въ электростатическихъ единицахъ и обозначаютъ буквами I_+ и I_-, такъ что $I_+ = 100^3 . \varepsilon . n_+$, а $I_- = 100^3 . \varepsilon . n_-$, гдѣ ε — зарядъ одного іона, принимаемый равнымъ 3.4×10^{-10} эл.-ст. ед. Разность величинъ I_+ и I_- даетъ величину ϱ свободнаго заряда, содержащагося въ одномъ кубическомъ метрѣ воздуха.

Удѣльной скоростью іоновъ называется та скорость, съ которой движутся іоны въ электрическомъ полѣ, равномъ единицѣ. Это опредѣленіе предполагаетъ, что скорость, съ которой движутся іоны въ электрическомъ полѣ, пропорціональна электрическимъ силамъ, дѣйствующимъ на нихъ. Такое допущеніе справедливо только для газовъ, не находящихся въ крайнихъ степеняхъ разрѣженія, т. е. для газовъ, въ которыхъ движеніе іоновъ, благодаря столкновеніямъ съ молекулами, настолько затруднено, что вся работа электрическихъ силъ, при перемѣщеніи іоновъ, идетъ на преодолѣніе этого сопротивленія. Это допущеніе вполнѣ примѣнимо для атмосферы въ нормальномъ ея состояніи; другими словами, къ образующемуся току іоновъ въ атмосферѣ вполнѣ примѣнимъ законъ Ома. Если въ іонизированномъ воздухѣ помѣстить, допустимъ, положительно наэлектризованный проводникъ, то, подъ вліяніемъ электрическихъ силъ, іоны начнутъ двигаться въ противоположныхъ направленіяхъ. Черезъ какую-нибудь поверхность Δs, нормальную къ электрической силѣ E электрическаго поля, въ единицу времени пройдутъ въ одномъ направленіи $En_+v_+\Delta s$ положительныхъ и $En_-v_-\Delta s$ отрицательныхъ іоновъ, гдѣ v_+ и v_- — удѣльныя скорости іоновъ. Если черезъ ε обозначимъ, попрежнему, величину заряда каждаго іона, то сила тока, проходящаго черезъ сѣченіе Δs, выразится формулой:

$$i = \varepsilon(n_+v_+ + n_-v_-)E\Delta s = (\lambda_+ + \lambda_-)E\Delta s = \lambda E\Delta s, \qquad (183)$$

гдѣ $\lambda = \varepsilon(n_+v_+ + n_-v_-)$ называется *удѣльной проводимостью* воздуха, а величины $\lambda_+ = \varepsilon n_+v_+$ и $\lambda_- = \varepsilon n_-v_-$ суть удѣльныя проводимости, обусловленныя іонами соотвѣтствующаго знака. Обыкновенно удѣльная подвижность іоновъ выражается скоростью (сантиметры въ 1 секунду), пріобрѣтаемой іонами подъ дѣйствіемъ электрической силы, соотвѣтствующей паденію потенціала, равному 1 вольту на протяженіи 1 *см.* Величина λ_+ представляетъ то количество электричества, которое пере-

носится въ одну секунду положительными іонами атмосфернаго воздуха подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ однороднаго поля, имѣющаго напряженіе, равное 1 эл.-ст. единицѣ, через сѣченіе въ 1 *кв см*, нормальное къ направленію электрическихъ силъ этого поля. Соотвѣтстствующій смыслъ имѣетъ и величина λ_-.

Такимъ образомъ, электрическія свойства атмосферы, въ каждой ея точкѣ, характеризуются величинами: градіентъ, a_+ и a_-, n_+ и n_-, ϱ, v_+ и v_-, λ_+ и λ_-, λ и плотность вертикальнаго тока.

Приборъ Эльстера и Гейтеля для опредѣленія разсѣянія электричества въ атмосферѣ. На треножникѣ (рис. 192) установленъ электроскопъ съ аллюминіевыми листочками, имѣющій видъ короткаго металлическаго цилиндра, оба основанія котораго прикрыты круглыми стеклянными пластинками. Стержень *B* электроскопа, несущій листочки *C* и *C*, укрѣпленъ своимъ нижнимъ концомъ въ янтарной пробкѣ *K*; верхній же конецъ его имѣетъ круглую головку, въ которой сдѣлано углубленіе для помѣщенія ножки цилиндра разсѣянія *D*. Для защиты верхней поверхности янтаря отъ пыли на стержнѣ *B* укрѣплена тонкая янтарная пластинка, прикрывающая пробку *K*. Чтобы поверхность изолятора не покрывалась влагой въ сырую погоду, зданіе электроскопа осушивается при помощи горошинки металлическаго натрія, помѣщаемой на булавочкѣ въ трубкѣ *H*. Двѣ пластинки *F* и *F* предназначены для защиты листочковъ при переносѣ прибора, при чемъ пластинки сближаютъ до соприкосновенія со стержнемъ *B*; во время же работы онѣ отодвигаются къ стѣнкамъ электроскопа. Нижняя часть передняго стекла, прикрывающаго коробку прибора, покрыта зеркальной поверхностью, которая даетъ изображеніе, помѣщенной передъ электроскопомъ, молочной шкалы въ плоскости, которая проходитъ чрезъ передніе края листочковъ. Благодаря этому, отчетъ положенія листочковъ на шкалѣ свободенъ отъ параллакса и можетъ быть произведенъ съ точностью до $^1/_{10}$ дѣленія. Для отчета служитъ особая лупа. Цилиндръ разсѣянія *D* сдѣланъ изъ вычерненной латуни и имѣетъ въ длину 9 *см* и въ поперечникѣ 5 *см*. Чтобы защитить цилиндръ разсѣянія отъ вліянія внѣшняго электрическаго поля и избѣгнуть измѣненія емкости прибора

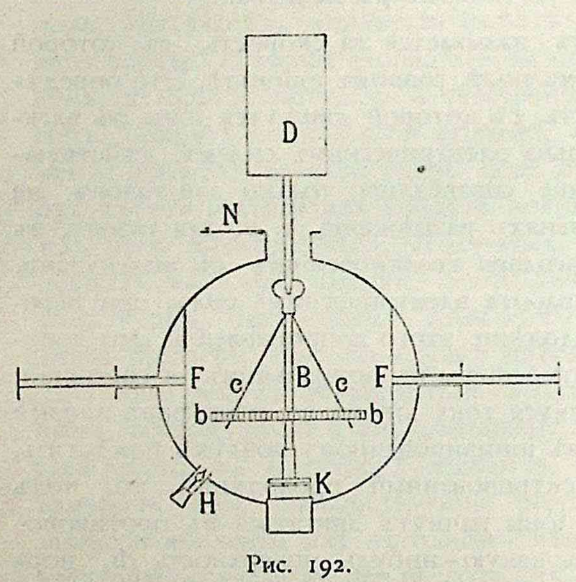


Рис. 192.

при приближенiи головы наблюдателя для отчета, Эльстеръ и Гейтель окружили этотъ цилиндръ другимъ, такъ называемымъ, защитнымъ цилиндромъ *M*, высота котораго равна 14 *см* и дiаметръ основанiя 19 *см*. Этотъ защитный цилиндръ снизу открытъ, а сверху накрывается крышкой. Укрѣпленъ онъ на стержнѣ, придѣланномъ къ треножнику прибора, и вмѣстѣ съ треножникомъ и оболочкой электроскопа отведенъ къ землѣ (рис. 193).

Наблюденiе надъ скоростью разсѣянiя заряда въ свободной атмосферѣ производится слѣдующимъ образомъ: помѣстивъ цилиндръ разсѣянiя на стержнѣ *B* и защитивъ приборъ наружнымъ защитнымъ цилиндромъ, заряжаютъ, при помощи замбонiева столба, цилиндръ разсѣянiя до нѣкотораго потенцiала (приблизительно, до 200 вольтъ); затѣмъ выжидаютъ пять минутъ, чтобы изоляторъ электроскопа успѣлъ принять соотвѣтствующую поляризацiю, и при помощи отчета положенiя листочковъ прибора опредѣляютъ потенцiалъ V_1 заряженной системы. Черезъ нѣкоторое время t_1 (въ свободной атмосферѣ около 15 минутъ), когда листочки замѣтно спадутъ вслѣдствiе разсѣянiя заряда въ воздухѣ, положенiе листочковъ вновь отчитывается, и такимъ образомъ опредѣляется конечный потенцiалъ V_2 цилиндра разсѣянiя. Паденiе потенцiала за время t_1 и будетъ характеризовать скорость разсѣянiя заряда въ воздухѣ. Такъ какъ обычно заряды различныхъ знаковъ разсѣиваются неодинаково быстро, то такое наблюденiе приходится производить дважды: разъ сообщая цилиндру разсѣянiя положительный зарядъ и другой разъ—отрицательный. Первое наблюденiе дастъ a_+, второе — a_-. Часть заряда, конечно, теряется не черезъ разсѣянiе въ воздухѣ, а непосредственно уходитъ въ землю черезъ изоляторъ электроскопа. Чтобы внести поправку на это несовершенство прибора, Эльстеръ и Гейтель поступали слѣдующимъ образомъ: послѣ наблюденiя скорости разсѣянiя они снимали цилиндръ разсѣянiя и заряжали электроскопъ до нѣкотораго потенцiала V_1' (по возможности близкаго къ V_1) и затѣмъ закрывали крышечку N электроскопа. Чрезъ нѣкоторый промежутокъ времени t_1' вновь отчитывалось положенiе листочковъ на шкалѣ для опредѣленiя конечнаго

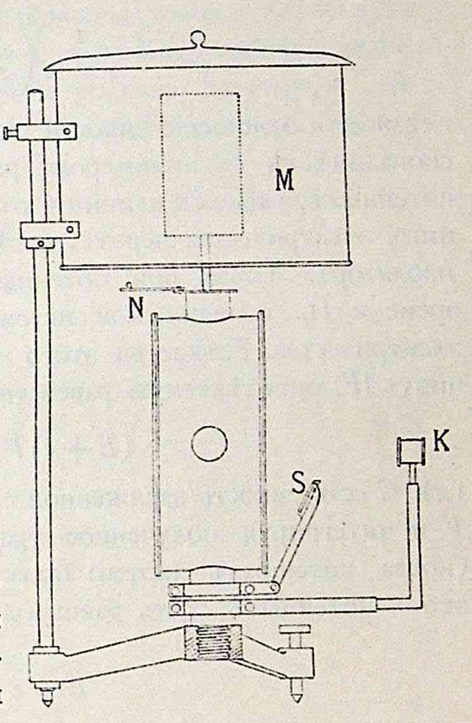


Рис. 193.

потенціала V_2' электроскопа. Паденіе потенціала въ этомъ случаѣ должно быть приписано исключительно несовершенству изолятора, такъ какъ разсѣяніе черезъ воздухъ въ закрытой коробкѣ электроскопа крайне ничтожно. При помощи данныхъ V_1', V_2' и t_1' можно исправить величины, полученныя предыдущимъ наблюденіемъ.

Исходя изъ положенія, что потеря заряда, какъ въ воздухѣ, такъ и черезъ изоляторъ, слѣдуетъ закону Кулона, т. е. что скорость потери пропорціональна потенціалу проводника, Эльстеръ и Гейтель даютъ слѣдующую формулу для выраженія коэффиціента разсѣянія a:

$$a = \frac{1}{1-n}\left(\frac{1}{t_1} lg \frac{V_1}{V_2} - \frac{n}{t_1'} lg \frac{V_1'}{V_2'}\right),$$

гдѣ n есть отношеніе емкости одного электроскопа къ емкости электроскопа вмѣстѣ съ цилиндромъ разсѣянія. И дѣйствительно, пусть при потенціалѣ, равномъ единицѣ, отъ заряженной системы уносится E единицъ электричества черезъ разсѣяніе въ воздухъ и e единицъ черезъ изоляторъ. Тогда, при потенціалѣ V, въ весьма малый промежутокъ времени Δt, съ заряженной системы будетъ унесено $(E+e)V\Delta t$ единицъ электричества. Вслѣдствіе этого потенціалъ системы измѣнится на величину ΔV, опредѣляемую равенствомъ:

$$(E+e)V\Delta t = -C\Delta V,$$

гдѣ C есть емкость заряженной системы. Дѣля обѣ части уравненія на V и интегрируя полученное уравненіе въ предѣлахъ отъ t, равнаго 0 (когда потенціалъ системы былъ равенъ V_1), до t, равнаго t_1 (когда этотъ потенціалъ сталъ равнымъ V_2), найдемъ:

$$E + e = \frac{C}{t_1} lg \frac{V_1}{V_2}.$$

Примѣнимъ послѣднее уравненіе къ даннымъ наблюденія, произведеннаго для опредѣленія поправочнаго члена e. Въ этомъ случаѣ должно положить E равнымъ 0, такъ какъ теперь цилиндръ разсѣянія снятъ и потери заряда чрезъ воздухъ не происходитъ. Величины же t_1, V_1, V_2 и C должны быть соотвѣтственно замѣнены величинами t_1', V_1', V_2' и c, гдѣ c есть емкость одного электроскопа безъ цилиндра разсѣянія. Такимъ образомъ найдемъ:

$$e = \frac{c}{t_1'} lg \frac{V_1'}{V_2'}.$$

Вычитая послѣднее уравненіе изъ перваго, получимъ:

$$E = \frac{C}{t_1} lg \frac{V_1}{V_2} - \frac{c}{t_1'} lg \frac{V_1'}{V_2'} = C\left(\frac{1}{t_1} lg \frac{V_1}{V_2} - \frac{n}{t_1'} lg \frac{V_1'}{V_2'}\right).$$

Опредѣляя коэффиціентъ разсѣянія a, какъ выраженную въ процентахъ часть заряда цилиндра разсѣянія, теряемую имъ въ единицу времени при потенціалѣ, равномъ единицѣ, найдемъ, что $a=\frac{100\,E}{C-c}$, гдѣ $C-c$ есть емкость одного цилиндра разсѣянія, а слѣдовательно, и его зарядъ при потенціалѣ, равномъ единицѣ. Такимъ образомъ,

$$a=100\,\frac{C}{C-c}\left(\frac{1}{t_1}\lg\frac{V_1}{V_2}-\frac{n}{t_1'}\lg\frac{V_1'}{V_2'}\right)=\frac{100}{1-n}\left(\frac{1}{t_1}\lg\frac{V_1}{V_2}-\frac{n}{t_1'}\lg\frac{V_1'}{V_2'}\right)\cdot(184)$$

Приборъ Эберта. Для измѣренія содержанія іоновъ въ воздухѣ Эбертъ предложилъ приборъ, получившій названіе *счетчика іоновъ*. Этотъ приборъ (рис. 194) состоитъ изъ электроскопа Эльстера и Гейтеля, соединеннаго съ цилиндрическимъ конденсаторомъ E, между обкладками котораго, съ помощью пружиннаго вентилятора C, просасывается атмосферный воздухъ. Наружная обкладка цилиндрическаго конденсатора, имѣющая въ длину 40 *см* и въ діаметрѣ 3 *см*, укрѣплена на коробкѣ электроскопа и вмѣстѣ съ нею отведена къ землѣ. У своего нижняго конца этотъ наружный цилиндръ имѣетъ отвѣтвленіе въ видѣ трубки, ведущей къ вентилятору; на верхній же конецъ надѣвается коническая крышечка D, препятствующая проникновенію осадковъ внутрь прибора. Внутренняя обкладка конденсатора представляетъ собою цилиндрическую проволоку, діаметромъ въ 0.5 *см*, вставленную своимъ нижнимъ концомъ въ головку стержня электроскопа, несущаго аллюминіевые листочки. Если прогонять атмосферный воздухъ между обкладками заряженнаго конденсатора, то іоны, имѣющіеся въ воздухѣ, подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ станутъ притягиваться къ обкладкамъ и отдавать имъ свои заряды. Эбертъ предполагалъ, что, при разности потенціаловъ обкладокъ конденсатора въ 200 вольтъ, всѣ іоны изъ воздуха, проходящаго чрезъ конденсаторъ его прибора, будутъ уловлены. Въ самомъ

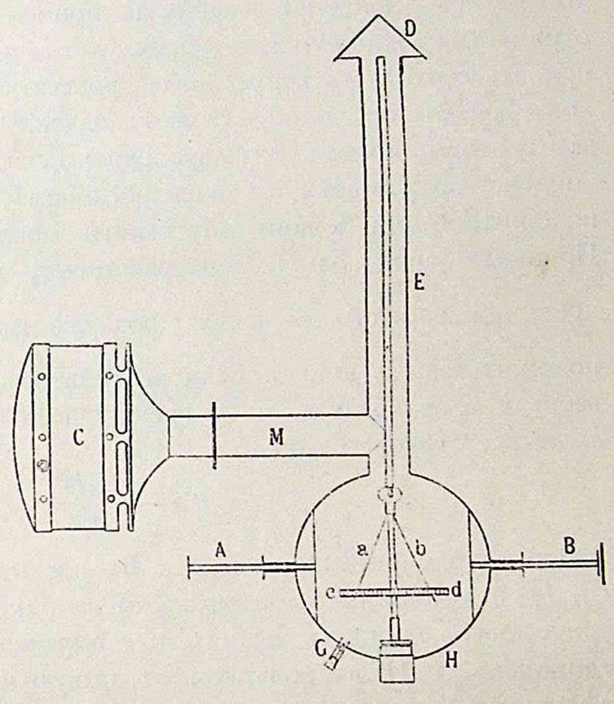


Рис. 194.

дѣлѣ, принимая удѣльную скорость іоновъ равной 1 *см/сек* при паденіи потенціала на 1 вольтъ на протяженіи 1 *см*, Эбертъ расчиталъ, что промежутокъ между обкладками конденсатора такой іонъ пробѣжитъ въ $^1/_{137}$ секунды, между тѣмъ какъ всю длину конденсатора воздухъ подъ дѣйствіемъ вентилятора проходитъ въ $^1/_7$ секунды. Но эти расчеты автора прибора не оправдались. Наблюденія Ланжвена обнаружили, что, кромѣ іоновъ съ нормальной скоростью (1 *см/сек* при силѣ 1 $\frac{\text{вольтъ}}{см}$), въ атмосферѣ имѣются еще іоны съ крайне малой подвижностью (равной $^1/_{3000}$ нормальной). Эти малоподвижные іоны уже не всѣ будутъ уловлены приборомъ Эберта.

Опредѣленіе содержанія нормальныхъ іоновъ производится въ слѣдующемъ порядкѣ: зарядивъ внутреннюю обкладку конденсатора до 200 вольтъ (для опредѣленности примемъ, что сообщенный зарядъ отрицателенъ) и выждавъ время, когда янтарь электроскопа успѣетъ принять соотвѣтствующую діэлектрическую поляризацію, пускаютъ въ ходъ вентиляторъ и опредѣляютъ паденіе потенціала ΔV конденсатора за нѣкоторый промежутокъ времени t. Если чрезъ C обозначимъ емкость конденсатора вмѣстѣ съ электроскопомъ, то весь зарядъ, отданный положительными іонами внутренней обкладкѣ, будетъ равенъ $C\Delta V$. Принимая зарядъ одного іона равнымъ ε, найдемъ, что въ прогнанномъ чрезъ конденсаторъ за время t воздухѣ заключалось $\frac{C\Delta V}{\varepsilon}$ нормальныхъ положительныхъ іоновъ. Если вентиляторъ въ одну секунду просасываетъ k *кб см* воздуха, то за время t всего чрезъ конденсаторъ прошло kt *кб см.*; слѣдовательно,

$$n_+ = \frac{C\Delta V}{\varepsilon k t}. \qquad (185)$$

Аналогично опредѣляется и n_-. Въ предыдущемъ равенствѣ величины C, ΔV и ε должны быть выражены въ одной и той же системѣ электрическихъ единицъ. Если C и ε выражены въ электростатическихъ единицахъ, а ΔV въ вольтахъ, то правую часть равенства должно раздѣлить на 300, такъ какъ вольтъ въ 300 разъ меньше 1 эл.-ст. единицы потенціала.

Приборъ Гердьена. Приборъ этотъ (рис. 195) представляетъ горизонтально расположенный цилиндрическій конденсаторъ, соединенный съ электроскопомъ Эльстера и Гейтеля. На заднемъ концѣ конденсатора находится вентиляторъ H, приводимый во вращеніе въ ручную съ помощью безконечнаго винта и зубчатаго колеса. Поперечные размѣры конденсатора значительно превышаютъ соотвѣтствующіе размѣры цилиндрическаго конденсатора счетчика іоновъ Эберта. Здѣсь наружный цилиндръ имѣетъ въ поперечникѣ 16 *см*; внутренняя же обкладка

представляетъ собою цилиндръ *A* съ закругленными концами, длина котораго равна 24 *см* и діаметръ — 1.4 *см*. При помощи тонкаго стержня этотъ внутренній цилиндръ устанавливается на пластинкѣ электроскопа, несущей аллюминіевые листочки. Какъ и въ приборѣ Эберта, конденсаторъ заряжается вольтъ до 200, причемъ наружная обкладка конденсатора вмѣстѣ съ кожухомъ электроскопа отводится къ землѣ. При помощи вентилятора *H* наружный воздухъ заставляютъ такъ быстро протекать чрезъ конденсаторъ, чтобы не всѣ іоны, попадающіе въ аппаратъ, были перехвачены обкладками конденсатора. Въ виду значительности поперечныхъ размѣровъ конденсатора, электрическое поле между обкладками значительно слабѣе, нежели въ счетчикѣ іоновъ, и потому требуемая скорость достигается уже при двухъ оборотахъ въ секунду

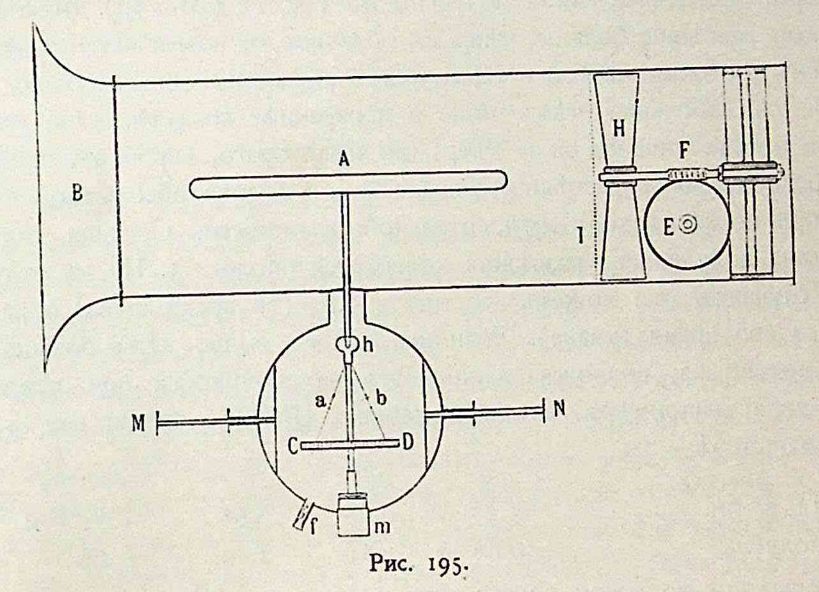


Рис. 195.

рукоятки вентилятора. При такихъ условіяхъ потеря заряда внутренней обкладки конденсатора будетъ опредѣляться удѣльной проводимостью воздуха и не будетъ зависѣть отъ скорости теченія воздуха, если только эта скорость не меньше требуемой. Если за время *t* (обыкновенно, около 5 минутъ) потенціалъ конденсатора понизился отъ величины V_1 до величины V_2, то (для опредѣленности примемъ, что зарядъ внутренней обкладки отрицателенъ, такъ что онъ притягиваетъ къ себѣ положительные іоны) искомая проводимость λ_+ выразится формулою:

$$\lambda_+ = \frac{lg\,\frac{V_1}{V_2}}{t} \cdot \frac{Clg\,\frac{R}{R_0}}{2\pi l}, \tag{186}$$

гдѣ *C* есть емкость конденсатора вмѣстѣ съ электроскопомъ, *R* и R_0 — радіусы наружной и внутренней обкладокъ и *l* — длина внутренняго цилиндра.

Разсѣяніе электричества на основаніи наблюденій. Въ настоящее время особенно многочисленны наблюденія надъ разсѣяніемъ электричества, произведенныя при помощи прибора Эльстера и Гейтеля. Наиболѣе надежныя и продолжительныя наблюденія принадлежатъ Эльстеру и Гейтелю въ Вольфенбюттелѣ, Швабу въ Кремсмюнстерѣ, Мазелле въ Тріестѣ и др. Наблюденія эти дали слѣдующіе общіе результаты.

Ходъ разсѣянія, вообще, обратенъ ходу электрическаго поля. Если поле падаетъ отъ 200*V/м* до 70*V/м*, то разсѣяніе увеличивается, въ среднемъ, отъ 0.1 до 3.0. Потеря отрицательнаго электричества (a_-), вообще, нѣсколько больше, чѣмъ разсѣяніе положительнаго (a_+). Отношеніе q равно, въ среднемъ, 1.18. Въ Вѣнѣ преобладало положительное разсѣяніе въ 33 случаяхъ, а отрицательное — въ 67 случаяхъ на 100. Такія же, приблизительно, числа получены въ Тріестѣ (30 и 70). Въ солнечные дни разсѣяніе больше, чѣмъ въ облачные, и возрастаетъ съ возрастаніемъ фотохимической и термической радіаціи солнца. Вообще, разсѣяніе тѣмъ больше, чѣмъ чище и прозрачнѣе воздухъ. Оно усиливается при увеличеніи силы вѣтра, до нѣкотораго, впрочемъ, предѣла. Въ среднемъ, ходъ разсѣянія совпадаетъ съ ходомъ абсолютной влажности и обратенъ ходу относительной влажности. Средняя годовая величина полуденнаго разсѣянія колеблется около 1.5. Но въ отдѣльныхъ случаяхъ она можетъ достигать 5.83 (во время фёна) и падать до 0.14 (во время тумана). Величина q тѣмъ выше, чѣмъ больше паденіе потенціала; возможна даже перемѣна полярности при перемѣнѣ знака поля; напримѣръ, по наблюденіямъ Шваба 4 января 1903 г. въ Кремсмюнстерѣ:

	a_+	a_-	q	градіентъ
11 ч. пн.	1.27	0.86	0.68	— 71 *V/м*
полдень	0.86	1.81	2.10	+ 24 »

Разсѣяніе во время дождя иногда зависитъ отъ знака поля:

	a_+	a_-	q
дождь при полож. полѣ . . .	0.66	1.39	2.11
» » отриц. » . . .	1.46	1.06	0.73
снѣгъ » полож. » . . .	0.59	0.81	1.37

При туманѣ разсѣяніе весьма слабое и всегда почти униполярное. Въ Тріестѣ разсѣяніе увеличивается при морскихъ вѣтрахъ (*SW*) и во время господства боры, а при сирокко и при *NW* — уменьшается. Положительное разсѣяніе преобладаетъ, главнымъ образомъ, при облачномъ небѣ, а отрицательное—при ясномъ. Особенно сильное разсѣяніе наблюдали въ Иннсбрукѣ, во время фёна. Такъ, въ декабрѣ 1901 г. найдено:

	a_+	a_-	q
безъ фёна	1.34	1.20	0.90
при фёнѣ	3.43	3.89	1.13

При этомъ, воздухъ былъ сильно іонизированъ. Во время фёна наблюдали головокруженіе, головную боль, сердцебіеніе, усталость, безсонницу, т. е. тѣ же симптомы, которые наблюдаются при горной болѣзни.

Въ суточномъ ходѣ разсѣянія обнаруживаются два максимума (въ 1 ч. пополудни и въ ночные часы) и два минимума (около времени восхода и захода солнца). Въ годовомъ ходѣ подмѣченъ максимумъ въ іюлѣ – августѣ и минимумъ въ февралѣ. Въ Тріестѣ, впрочемъ, найдены два максимума (апрѣль и сентябрь) и два минимума (февраль и іюнь).

Новѣйшія наблюденія подтвердили также первоначальныя изслѣдованія, касающіяся сильной униполярности разсѣянія на вершинахъ горъ:

	высота въ м.	a_+	a_-	q
Монте Соляро на Капри	585	0.47	6.94	14.8
» Сальваторе около Лугано .	909	0.53	2.17	4.1
» Женерозо » » . .	1704	0.22	3.33	15.1
Пикъ Лянгуардъ » Понтерезина.	3220	1.09	18.41	16.9

Усиленіе іонизаціи, по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью въ свободной атмосферѣ, было доказано новѣйшими аэростатическими поднятіями. Въ среднемъ, униполярность преобладаетъ до высоты 3000 *м*. На большихъ высотахъ, рядомъ съ увеличеніемъ абсолютнаго числа іоновъ, униполярность понижается. Въ ходѣ разсѣянія по вертикальному направленію замѣчается иногда пластинчатость, сопровождаемая измѣненіями разсѣянія, часто даже скачками, точно такъ же, какъ и въ ходѣ другихъ метеорологическихъ элементовъ. Особенно велико разсѣяніе въ болѣе высокихъ слояхъ при господствѣ ясной и безоблачной погоды. Въ частности, во время поднятія 10 ноября 1900 года изъ Мюнхена, въ слоѣ воздуха отъ 1800 до 3000 метровъ разсѣяніе было больше, чѣмъ у поверхности земли ($a_+ = 1.37$, $a_- = 2.00$, $q = 1.46$), съ преобладаніемъ въ воздухѣ положительныхъ іоновъ. Выше 3000 метровъ изслѣдователи попали въ сильное воздушное теченіе, болѣе сухое; здѣсь разсѣяніе сильно увеличилось и было въ 3—4 раза больше, чѣмъ внизу въ это время года, и почти одинаково для обоихъ знаковъ (въ среднемъ $q = 1.02$). Слѣдовательно, общее число іоновъ на этой высотѣ было значительно больше, чѣмъ внизу (или они обладали большей подвижностью); но числа положительныхъ и отрицательныхъ іоновъ почти одинаковы.

Сдѣлана попытка сопоставить результаты разсѣянія въ различныхъ пунктахъ земли. Но необходимо замѣтить, что разсѣяніе постоянно измѣняется въ широкихъ предѣлахъ въ данномъ мѣстѣ, въ зависимости отъ метеорологическихъ факторовъ; поэтому наблюденія, произведенныя въ разное время года, въ разные часы дня, при разныхъ условіяхъ,

несравнимы межлу собой. Мы только что сказали, что разсѣяніе колеблется въ одномъ и томъ же пунктѣ въ огромныхъ предѣлахъ; такъ, напримѣръ, въ Вѣнѣ въ теченіе извѣстнаго времени a_- колебалось между 0.78 и 5.42, а a_+ между 0.32 и 7.10. Особенно мало надежныхъ наблюденій имѣется посреди океана. Собранныя до сихъ поръ данныя даютъ право предполагать, что, повидимому, скорость разсѣянія надъ океаномъ, въ количественномъ отношеніи, того же порядка, что и надъ континентомъ; но надъ моремъ слабѣе выражена униполярность. Вопросъ этотъ вообще нуждается въ дальнѣйшей разработкѣ.

Интересны наблюленія, произведенныя въ Лапландіи подъ 69° 17′ с. ш., 25° 35′ в. д. отъ Гринвича, на высотѣ 120 *м* надъ уровнемъ моря. Средніе результаты слѣдующіе:

	градіентъ	a_+	a_-	q
октябрь . .	121 *V/м*	2.21	2.65	1.20
ноябрь . .	167	3.20	3.43	1.07
декабрь . .	175	2.13	2.53	1.19
январь . .	199	1.98	2.33	1.18
февраль . .	209	1.37	1.47	1.08
мартъ . . .	191	2.79	3.74	1.34
апрѣль . .	131	3.78	4.38	1.16
май	103	4.41	4.76	1.08
іюнь . . .	90	4.24	4.68	1.10
іюль . . .	98	5.25	5.97	1.13
августъ . .	93	4.32	4.94	1.14
сентябрь . .	92	4.28	4.89	1.14

По наблюденіямъ Эве, число іоновъ сильно увеличено въ замкнутыхъ помѣщеніяхъ:

	n_+	n_-	$\frac{n_+}{n_-}$
подвалъ . . .	6660	6300	1.06
внѣ зданія . .	1690	1642	1.03

Вблизи водопадовъ разсѣяніе положительнаго электричества больше, чѣмъ отрицательнаго; вблизи же морского прибоя имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе.

Радіоактивность. Послѣ всего изложеннаго естественно возникаетъ вопросъ, какіе агенты вызываютъ и поддерживаютъ іонизацію въ атмосферѣ? Ленардъ показалъ, что воздухъ, который пронизывается крайними ультрафіолетовыми лучами, испускаемыми раскаленными парами аллюминія, цинка и нѣкоторыхъ другихъ металловъ, сильно іонизируется. Такъ какъ солнечная фотосфера содержитъ въ себѣ раскаленные пары названныхъ металловъ, а также водородъ, испускающій при искровомъ

разрядѣ крайніе ультрафіолетовые лучи, то роль солнечныхъ лучей въ процессѣ іонизаціи воздуха становится вѣроятной. Извѣстно далѣе, что эти сильно преломляемые лучи поглощаются верхними слоями атмосферы. Въ виду этого приходится допустить, что іонизація непосредственнымъ дѣйствіемъ солнечныхъ лучей должна имѣть мѣсто только въ самыхъ верхнихъ слояхъ атмосферы; въ нижніе же слои свободные іоны могутъ проникать лишь путемъ диффузіи, а также благодаря постояннымъ восходящимъ и нисходящимъ токамъ, производящимъ смѣшеніе различныхъ воздушныхъ слоевъ. Эльстеръ и Гейтель, не отрицая роли солнечныхъ лучей въ процессѣ іонизаціи воздуха, обратились къ отысканію другихъ, болѣе близкихъ, ея источниковъ. Такой источникъ былъ вскорѣ найденъ; это — *радіоактивность* различныхъ тѣлъ, входящихъ въ составъ земной коры, а также радіоактивность самой атмосферы.

Въ недавнее время открыто нѣсколько тѣлъ, встрѣчающихся въ природѣ въ минимальномъ количествѣ и обладающихъ новымъ физическимъ свойствомъ — *радіоактивностью.* Тѣла эти — радій, полоній, актиній; къ той же группѣ слѣдуетъ причислить давно извѣстный элементъ — торій. Тѣла эти обладаютъ свойствомъ испускать изъ себя особаго рода лучи (лучи α, β, γ), невидимые глазомъ, но способные дѣйствовать на фотографическую пластинку, возбуждать фосфоресценцію, проникать сквозь непрозрачные для свѣта предметы изъ бумаги, дерева, тонкихъ слоевъ аллюминія. Нѣкоторые изъ нихъ (лучи α и β) отклоняются отъ прямолинейнаго направленія въ магнитномъ полѣ. Они разряжаютъ электрически заряженные проводники. Разрядъ этотъ совершается, путемъ іонизаціи воздуха и другихъ, пронизываемыхъ ими, газовъ, при чемъ степень іонизаціи возрастаетъ вмѣстѣ съ увеличеніемъ способности газа поглощать эти лучи. Замѣчено, наконецъ, физіологическое дѣйствіе радіаціи, испускаемой радіоактивными тѣлами. Лучи эти дѣйствуютъ на кожу, производя воспалительные процессы, вызываютъ флюоресценцію жидкостей глаза, разрушаютъ колоніи нѣкоторыхъ бактерій и даже могутъ дѣйствовать на нервную систему человѣка; листья свѣжихъ растеній желтѣютъ и сохнутъ. Радій, торій и актиній обладаютъ еще однимъ важнымъ свойствомъ. Супруги Кюри замѣтили, что тѣло, находящееся нѣкоторое время по сосѣдству съ радіоактивной солью, само становится радіоактивнымъ, при чемъ пріобрѣтенное такимъ путемъ радіоактивное свойство не обусловлено вовсе перенесеніемъ и осажденіемъ радіоактивной пыли въ тѣсномъ смыслѣ этого слова. Если неактивное тѣло выведено изъ сферы дѣйствія радія, то радіоактивность его, спустя нѣкоторое время, прекращается. Это новое свойство получило названіе *наведенной радіоактивности*. Первоначальныя изслѣдованія супруговъ Кюри показали:

1. Активность пластинки, подвергнутой дѣйствію радія, увеличивается съ увеличеніемъ времени экспозиціи, приближаясь асимптотически къ извѣстному предѣлу.

2. Дѣятельность пластинки, получившей свою радіоактивность отъ вліянія радія, исчезаетъ въ нѣсколько дней послѣ удаленія радія. Эта наведенная радіоактивность стремится къ нулю съ теченіемъ времени по асимптотическому закону.

3. При равенствѣ условій, наведенная радіоактивность, возбужденная однимъ и тѣмъ же радіоноснымъ веществомъ на различныхъ пластинкахъ, не зависитъ отъ ихъ природы. Будь это стекло, бумага или металлы,—интенсивность ихъ активированія остается та же самая.

4. Радіоактивность, наведенная разными радіоносными веществами на одну и ту же пластинку, достигаетъ тѣмъ болѣе высокаго предѣла, чѣмъ активнѣе само вещество.

Вскорѣ Рутерфордъ обнаружилъ, что подобнымъ же свойствомъ обладаютъ соединенія торія, при чемъ тѣла, заряженныя отрицательно, активируются гораздо сильнѣе, чѣмъ нейтральныя. Кромѣ того, Рутерфордъ замѣтилъ, что воздухъ, прошедшій надъ окисью торія, сохраняетъ въ теченіе десяти минутъ значительную проводимость. Воздухъ въ этомъ состояніи сообщаетъ наведенную радіоактивность недѣятельнымъ веществамъ,—особенно, если они заряжены отрицательно. Рутерфордъ допускаетъ, что соединенія торія излучаютъ особенную *радіоактивную эманацію*, способную увлекаться воздушными теченіями. Эта-то эманація и является причиной наведенной радіоактивности. Дебіернъ показалъ, что актиній также съ особенной интенсивностью возбуждаетъ индуктивную дѣятельность тѣлъ, находящихся въ его сосѣдствѣ.

Наведенная радіоактивность получается болѣе интенсивной, когда процессъ происходитъ въ закрытомъ сосудѣ. Она постепенно передается воздухомъ, отъ слоя къ слою, отъ радіоактивной матеріи до тѣла, которому нужно сообщить радіоактивность. Она можетъ передаваться на разстояніе и по очень узкимъ капиллярнымъ трубкамъ. Жидкости также способны пріобрѣтать радіоактивность. Напримѣръ, можно сдѣлать радіоактивной чистую воду, помѣстивъ ее въ сосудъ, погруженный въ закрытое пространство, содержащее, въ свою очередь, растворъ радіоносной соли. Нѣкоторыя вещества начинаютъ свѣтиться, когда ихъ помѣщаютъ въ активную среду (фосфоресцирующія и флюоресцирующія тѣла, стекло, бумага, хлопчатая бумага, вода, растворы солей и, особенно, фосфоресцирующій сѣрнокислый цинкъ).

Наведенная предѣльная радіоактивность не зависитъ отъ природы и давленія газа, составляющаго среду, въ которой происходитъ процессъ наведенія. Въ одной и той же средѣ она зависитъ только отъ количества радія, находящагося въ растворѣ и, какъ будто, пропор-

ціональна ему. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто радіоактивная матерія содержится въ газахъ въ особой формѣ. Рутерфордъ предполагаетъ, что извѣстныя радіоактивныя тѣла (радій, торій и актиній) выдѣляютъ постоянно радіоактивный газъ, который онъ называетъ *эманаціей*. Твердое тѣло, подвергнутое дѣйствію *радія*, а затѣмъ выведенное изъ сферы его вліянія въ свободную атмосферу, теряетъ свою активность по экспоненціальному закону, общему для всѣхъ тѣлъ и выраженному слѣдующей формулой:

$$J = J_0\left(ae^{-\frac{t}{Q_1}} - (a-1)\,e^{-\frac{t}{Q_2}}\right),$$

гдѣ J_0 — первоначальная интенсивность излученія въ моментъ изъятія пластинки изъ дѣйствующей среды, J — интенсивность по истеченіи времени t, $a = 4.20$, $Q_1 = 2420\,s$, $Q_2 = 1860\,s$. По прошествіи 2 или 3 часовъ экспозиціи этотъ законъ значительно упрощается, такъ какъ вліяніе второй экспонентной части на величину J перестаетъ быть замѣтнымъ; въ этомъ случаѣ интенсивность излученія уменьшается до половины своей величины въ 28 минутъ. Этотъ окончательный законъ можно разсматривать, какъ характеристику дезактивированія въ свободномъ воздухѣ твердаго тѣла, активированнаго радіемъ. Твердое тѣло, получившее свою дѣятельность отъ актинія, въ свободномъ воздухѣ утрачиваетъ ее также по экспоненціальному закону, сходному съ предыдущимъ, но дезактивированіе происходитъ нѣсколько медленнѣе. Наконецъ, твердое тѣло, получившее свою дѣятельность отъ торія, утрачиваетъ ее гораздо медленнѣе; интенсивность излученія опускается до половины въ теченіе 11 часовъ.

Закрытый сосудъ, подвергнутый извнутри вліянію радія и впослѣдствіи изъятый изъ его воздѣйствія, теряетъ свою активность по гораздо болѣе медленному закону, чѣмъ дезактивированіе на открытомъ воздухѣ. Напримѣръ, можно произвести опытъ со стеклянной трубкой, внутренняя часть которой сообщена въ теченіе извѣстнаго времени съ растворомъ соли радія; послѣ этого трубку запаиваютъ надъ лампой и измѣряютъ интенсивность лучей, испускаемыхъ наружу стѣнками трубки. Дезактивированіе происходитъ по закону, который, съ большой степенью точности, можетъ быть выраженъ формулой

$$J = J_0\,e^{-\frac{t}{Q}}, \tag{187}$$

гдѣ J_0 — первоначальная интенсивность лучей, J — интенсивность по истеченіи времени t, $Q = 4.970 \times 10^5$ секундъ. Интенсивность излученія уменьшается до половины въ 4 дня. Въ этомъ опытѣ внѣшнее

дѣйствіе обусловлено радіоактивной энергіей находящагося въ трубкѣ газа. Дѣйствительно, если выкачать этотъ газъ или наполнить трубку обыкновеннымъ воздухомъ, то интенсивность излученія трубки уменьшается до половины въ 28 минутъ. Слѣдовательно, пониженіе активности до половины въ теченіе 4 дней можно разсматривать, какъ характеристику истощенія радіоактивной энергіи, собранной въ газѣ. Выражаясь языкомъ Рутерфорда, мы вправѣ сказать, что эманація радія распадается съ теченіемъ времени, уменьшаясь до половины въ 4 дня. Эманація торія исчезаетъ гораздо быстрѣе; активная ея способность уменьшается до половины въ 1 минуту 10 секундъ. Эманація актинія ослабѣваетъ еще быстрѣе; она уменьшается до половины въ нѣсколько секундъ.

Эльстеръ и Гейтель показали, что въ атмосфѣрномъ воздухѣ въ слабой степени всегда существуетъ радіоактивная эманація, подобная той, которую излучаютъ радіоактивныя тѣла. Металлическая проволока, натянутая въ воздухѣ и поддержанная при отрицательномъ потенціалѣ, собираетъ продукты распада этой эманаціи. Воздухъ, выкачиваемый черезъ трубку, воткнутую въ почву, особенно богатъ эманаціей. Воздухъ нѣкоторыхъ минеральныхъ водъ содержитъ также эманацію, но воздухъ морской и рѣчной воды почти лишенъ ея.

По мнѣнію Рутерфорда, эманація радіоактивнаго тѣла есть вещественный газъ, исходящій изъ этого тѣла. И дѣйствительно, во многихъ отношеніяхъ эманація радія обладаетъ свойствами обыкновеннаго газа. Если привести въ сообщеніе два стеклянныхъ резервуара, изъ которыхъ одинъ съ эманаціей, а другой безъ нея, то эманація диффундируетъ во второй резервуаръ; когда равновѣсіе установлено, тогда можно констатировать, что эманація распредѣлилась въ обоихъ резервуарахъ такъ, какъ это происходитъ въ случаѣ обыкновенныхъ газовъ; если оба резервуара имѣютъ одну и ту же температуру, то эманація распредѣляется между ними соотвѣтственно ихъ объему; при различіи температуръ, она распредѣляется между резервуарами, какъ совершенный газъ, подчиняющійся законамъ Маріотта и Гэ-Люссака. Для установленія этого результата стоитъ только измѣрить излученіе перваго резервуара до раздѣла и послѣ него; излученіе это пропорціонально количеству эманаціи, содержащейся въ резервуарѣ. Такъ какъ диффузія, для достиженія равновѣсія, требуетъ нѣкотораго времени, то для точности вывода необходимо принимать въ расчетъ естественное истощеніе эманаціи съ теченіемъ времени. Эманація радія диффундируетъ по законамъ диффузіи газовъ, и диффузіонный ея коэффиціентъ близокъ къ коэффиціенту диффузіи углекислоты.

Рутерфордъ и Содди показали, что эманаціи радія и торія сжижаются при температурѣ жидкаго воздуха. Эманація радія сжижается

при —150°, торія — при температурѣ между —100° и —150°. Интересенъ слѣдующій простой опытъ: два стеклянныхъ резервуара — большой и малый — сообщаются посредствомъ короткой трубки съ краномъ; оба они наполнены газомъ, активированнымъ радіемъ, а слѣдовательно, оба свѣтятся. Погружаютъ малый резервуаръ въ жидкій воздухъ; вся эманація тамъ сжижается; черезъ нѣкоторое время, закрывъ кранъ, разъединяютъ оба резервуара, послѣ чего вынимаютъ малый резервуаръ изъ жидкаго воздуха. Нетрудно теперь констатировать, что вся активность сосредоточилась въ маломъ резервуарѣ. Чтобы въ этомъ убѣдиться, стоитъ только обратить вниманіе на фосфоресценцію стекла обоихъ резервуаровъ. Большой резервуаръ теменъ, а малый свѣтится сильнѣе, чѣмъ въ началѣ опыта. Опытъ будетъ еще эффектнѣе, если стѣнки резервуаровъ покрыть предварительно какимъ-либо фосфоресцирующимъ веществомъ. Нужно также замѣтить, что эманація очень легко проходитъ черезъ самые мелкіе каналы, въ то время какъ обыкновенные газы, при подобныхъ условіяхъ, движутся лишь съ чрезвычайной медленностью.

Радіоактивность атмосферы. Приведенныя изслѣдованія выдвинули новые факторы, съ которыми приходится считаться при изученіи физической жизни нашей планеты; вмѣстѣ съ тѣмъ явилась потребность установить новые методы изслѣдованія, и огромная заслуга въ этомъ отношеніи принадлежитъ Эльстеру и Гейтелю. Мы уже видѣли выше, что радіоактивныя вещества или, вѣрнѣе, исходящіе изъ нихъ лучи болѣе или менѣе дѣйствуютъ на фотографическія пластинки. Они возбуждаютъ фосфоресценцію и заставляютъ свѣтиться извѣстныя вещества. Часть этихъ лучей отклоняется магнитомъ, а неотклоняемые проходятъ черезъ твердыя тѣла въ гораздо большей степени, чѣмъ отклоняемые. Впрочемъ, всѣ эти признаки незамѣтны, если испытуемое вещество весьма слабо радіоактивно. Но существуетъ еще одно свойство лучей, дающее способъ измѣренія активности, превосходящій по своей чувствительности даже спектральный анализъ. Это свойство заключается въ способности дѣлать газы проводящими; при помощи электроскопа можно открыть малѣйшіе слѣды радіоактивности. Воздухъ, при обыкновенныхъ условіяхъ являющійся изоляторомъ, теряетъ это свойство, если онъ пронизывается лучами, исходящими отъ радіоактивныхъ веществъ. Это свойство объясняется тѣмъ, что этими лучами воздухъ іонизируется, т. е. въ немъ являются электрическіе заряды — іоны. Мы измѣряемъ радіоактивность препарата величиною проводимости, которую этотъ препаратъ сообщаетъ замкнутой массѣ воздуха въ теченіе извѣстнаго времени, иначе говоря, скоростью разряженія изолированнаго, до извѣстнаго потенціала заряженнаго проводника данной электроемкости. Необходимый для этихъ измѣреній инструментъ долженъ быть построенъ такъ, чтобы онъ имѣлъ возможно лучшую

изоляцію, весьма малую емкость и высокую чувствительность; онъ долженъ быть переноснымъ.

Для рѣшенія вопроса объ источникѣ энергіи, поддерживающемъ іонизацію воздуха, Эльстеръ и Гейтель стали изучать явленіе разсѣянія заряда въ замкнутомъ пространствѣ (погребовъ и пещеръ). Если атмосферный воздухъ іонизируется какимъ-нибудь агентомъ, внѣ атмосферы находящимся, то масса воздуха, заключенная въ герметически закрытомъ пространствѣ, должна обнаружить паденіе проводимости съ теченіемъ времени. Изслѣдованія показали совершенно противоположное: коэффиціентъ разсѣянія замкнутаго воздуха не только не падалъ, но все время непрерывно росъ, начиная отъ 0.4% въ самомъ началѣ опыта до 2% послѣ 4—5 дней. Такъ какъ пылинки, дымъ, туманъ сильно понижаютъ проводимость воздуха, то можно было думать, что возрастаніе проводимости замкнутой массы воздуха обусловлено выпаденіемъ изъ него пылинокъ на дно сосуда. Однако, дальнѣйшіе опыты Эльстера и Гейтеля не подтвердили этого предположенія. Оставалось допустить, что въ воздухѣ имѣется радіоактивное вещество, способное іонизировать газъ. Вѣтеръ, перемѣшивая атмосферу, не позволяетъ достигнуть внѣшнему воздуху той степени проводимости, которой достигаетъ воздухъ замкнутый. Отсюда Эльстеръ и Гейтель пришли къ заключенію, что воздухъ погребовъ и пещеръ, долго не вентилируемыхъ, долженъ обладать значительной проводимостью, вслѣдствіе выдѣленія активнаго агента изъ ихъ стѣнокъ. Агенты эти должны вообще поступать изъ почвы также и въ свободную атмосферу. Дальнѣйшія ихъ изслѣдованія подтвердили это предположеніе. Для изученія природы этихъ радіоактивныхъ веществъ, Эльстеръ и Гейтель прибѣгли къ тому же методу, который былъ примѣненъ Рутерфордомъ для изученія индуктивнаго дѣйствія торія. Для этой цѣли они подвѣшивали въ открытомъ мѣстѣ тщательно изолированную тонкую металлическую проволоку, длиною въ 10—20 метровъ, на высотѣ не менѣе двухъ метровъ надъ поверхностью земли. При помощи ряда замбоніевыхъ столбовъ, соединенныхъ послѣдовательно, эта проволока поддерживалась при отрицательномъ потенціалѣ въ 2000—2500 вольтъ. При этомъ на проволокѣ осаждались носители радіоактивной матеріи. По истеченіи 2—3 часовъ экспозиціи, когда, по мнѣнію указанныхъ ученыхъ, достигалось максимальное активированіе проволоки, они наворачивали ее на сѣтчатый проволочный цилиндръ, который затѣмъ помѣщали внутрь защитнаго цилиндра прибора разсѣянія. При этомъ защитный цилиндръ былъ закрытъ не только сверху, но и снизу, и оставлялось только отверстіе для пропуска ножки цилиндра разсѣянія. Скорость потери заряда цилиндромъ разсѣянія, обусловленная дѣйствіемъ активной матеріи, скопившейся на проволокѣ, и служила мѣрой

содержанія этой матеріи въ воздухѣ. Результаты измѣреній выражены были въ условныхъ единицахъ. Активность свободнаго воздуха принималась за единицу, если 1 *м* экспонируемой проволоки, послѣ 2-часовой экспозиціи, понижалъ потенціалъ разсѣивающаго цилиндра электроскопа въ 1 часъ на 1 вольтъ. Измѣренную этой единицей активность обозначаютъ обыкновенно буквой *A*. Слѣдя за ходомъ ослабленія активности экспонированной проволоки, Эльстеръ и Гейтель пришли къ заключенію, что активный осадокъ, собранный на ней, есть не что иное, какъ продуктъ распада эманаціи радія. Дальнѣйшія наблюденія показали, что, кромѣ этихъ продуктовъ, изъ воздуха на проволокѣ осаждаются еще и продукты распада эманацій торія и актинія.

Многочисленныя изслѣдованія показали, что величина *A* претерпѣваетъ значительныя колебанія во времени и въ огромной степени зависитъ отъ мѣстныхъ условій. По наблюденіямъ Эльстера и Гейтеля въ Вольфенбюттелѣ максимумы и минимумы величины *A* находятся въ отношеніи 16:1. Относительно вліянія метеорологическихъ факторовъ на величину *A* до сихъ поръ не получено вполнѣ опредѣленныхъ результатовъ. Сильный вѣтеръ, вообще, понижаетъ активность. Падающіе антициклонные вѣтры и, особенно, фёнъ сильно увеличиваютъ количество *A*. Существуетъ мнѣніе, что вѣтеръ, проходя надъ горными кряжами, сильно обогащается активными веществами, хотя это мнѣніе не подтверждается наблюденіями во Фрейбургѣ (Швейцарія), гдѣ наибольшая активность наблюдается не при горномъ вѣтрѣ. Туманъ способствуетъ накопленію эманаціи вблизи почвы. Въ Вольфенбюттелѣ вѣтры, дующіе со стороны континента, богаче эманаціей, чѣмъ приходящіе со стороны моря. То же замѣтилъ Симпсонъ въ Гаммерфестѣ. Всѣ почти наблюдатели констатируютъ повышеніе величины *A* въ ясные дни съ морозомъ, а также во время жаркой лѣтней погоды, при отсутствіи облаковъ. Но особенно большое вліяніе имѣютъ мѣстныя условія. Въ Германіи и въ сосѣднихъ странахъ особенно высокое значеніе для *A* найдено въ Альпахъ и не только на вершинахъ, но и въ долинахъ; наименьшее — на берегу и посреди моря. Слѣдующія числа даютъ нѣкоторое представленіе объ активности воздуха атмосферы:

о. Жюстъ и Киль на Балтійскомъ морѣ	*A* = 7
Свинемюнде	= 36
Вольфенбюттель	= 19
Галле	= 14
Фрейбургъ (Швейцарія)	= 84
Кохель (баварскія Альпы)	= 137
Гаммерфестъ	= 58
Корасюнъ (Лапландія)	= 93
Тихій Океанъ	= 0.9 — 4.5

Вообще вопросъ о зависимости содержанія радіоактивной матеріи въ атмосферѣ отъ метеорологическихъ факторовъ и о ея распредѣленіи въ пространствѣ нуждается въ дальнѣйшей разработкѣ.

Эльстеръ и Гейтель первые указали источникъ, изъ котораго поступаютъ въ атмосферу эти радіоактивныя вещества. Оказалось, что радіоактивная матерія поступаетъ въ воздухъ изъ почвы. Почвенный воздухъ значительно богаче активными веществами, чѣмъ наружный, и многія породы, входящія въ составъ верхняго слоя земли, въ большей или меньшей степени радіоактивны. Другіе изслѣдователи расширили эти наблюденія и обнаружили активность различныхъ источниковъ, грунтовыхъ водъ, а также атмосферныхъ осадковъ. Изученіе почвеннаго воздуха производилось слѣдующимъ образомъ. При помощи тонкой желѣзной трубки сверлили въ землѣ отверстіе глубиною въ 1.5 *м*. въ это отверстіе вставляли стеклянную трубку такъ, чтобы нижній ея конецъ не доходилъ до дна отверстія. Землю около трубки утрамбовывали. Верхній конецъ трубки соединяли резиновымъ шлангомъ съ колоколомъ, подъ которымъ находился приборъ разсѣянія, и съ помощью насоса наполняли колоколъ почвеннымъ воздухомъ. Наблюденія показали, что проводимость почвеннаго воздуха въ 30 разъ больше проводимости свободной атмосферы. Когда сообщеніе колокола съ почвенной трубкой было прервано, проводимость воздуха подъ колоколомъ сохранялась еще нѣкоторое время; а это служило доказательствомъ того, что подъ колоколомъ находилась эманація и продукты ея распада. Существованіе въ почвѣ эманаціи можно доказать также непосредственно. Если подъ колоколъ помѣстить проволоку, заряженную до высокаго отрицательнаго потенціала, то она, черезъ нѣкоторое время, окажется радіоактивной. Дадуріанъ опускалъ тонкую проволоку, длиною въ 50 *м*, намотанную на уединенную цилиндрическую раму, въ круглое отверстіе, высверленное въ почвѣ, въ 50 *см* въ діаметрѣ и 200 *см* глубины. Проволока поддерживалась при высокомъ отрицательномъ потенціалѣ въ теченіе 3 часовъ. Проволока получала радіоактивныя свойства, очевидно, вслѣдствіе эманаціи, заключенной въ почвенномъ воздухѣ. По времени уменьшенія активности до половины, можно было судить о природѣ эманаціи. Оказалось, что на проволокѣ осаждались продукты распада радія, торія и актинія.

Вліяніе метеорологическихъ факторовъ на содержаніе эманацій въ почвенномъ воздухѣ было впервые изслѣдовано Брандесомъ въ Килѣ. Онъ нашелъ, что *медленное* продолжительное паденіе барометра связано съ медленнымъ повышеніемъ содержанія эманаціи; обратно, *медленное* повышеніе давленія влечетъ за собой уменьшеніе почвенной эманаціи. Быстрое и внезапное колебаніе давленія не производитъ такого дѣйствія. Количество эманаціи увеличивается до глубины 2 *м*, а далѣе остается

постояннымъ. На эту глубину не достигаютъ временныя измѣненія, замѣчаемыя вблизи поверхности. Это, своего рода, слой постояннаго содержанія эманаціи. Содержаніе эманаціи въ почвѣ сильно зависитъ отъ всѣхъ причинъ, измѣняющихъ проницаемость почвы. Осадки, таяніе снѣга повышаютъ содержаніе эманаціи. Снѣговой покровъ не имѣетъ никакого вліянія; эманація собирается въ рыхломъ снѣгѣ, особенно при падающемъ давленіи. Эманація поглощается водою. Вода многихъ источниковъ радіоактивна, хотя въ весьма различной степени, въ зависимости отъ различныхъ условій. Особенно велико содержаніе эманаціи въ водѣ, которая собирается подъ замерзшимъ слоемъ почвы. Образующійся непроницаемый слой, очевидно, способствуетъ накопленію эманаціи въ подпочвенной водѣ. Сильно активна выходящая изъ почвы углекислота.

Приборъ Эльстера и Гейтеля для изученія радіоактивныхъ свойствъ почвы и почвеннаго воздуха. На чугунной плитѣ *B* (рис. 196) располагаютъ невысокую цинковую чашку *Z* и электроскопъ Эльстера и Гейтеля съ цилиндромъ разсѣянія. Все это накрывается металлическимъ колоколомъ *D*, въ которомъ съ противоположныхъ сторонъ сдѣланы два окошечка, прикрытыхъ стеклами, для отчета положенія листочковъ электроскопа. Цилиндръ разсѣянія заряжается при помощи стержня *K*, который проходитъ чрезъ изоляторъ, вдѣланный въ крышкѣ колокола. Зарядивъ цилиндръ разсѣянія, слѣдуетъ повернуть стержень *K* такъ, чтобы пружина *M* коснулась стѣнки колокола. Опредѣливъ, въ теченіе часа, потерю заряда цилиндра разсѣянія, снимаютъ колоколъ, на чашку *Z* насыпаютъ тонкимъ слоемъ опредѣленное количество тщательно измельченной изучаемой породы почвы и снова все накрываютъ колоколомъ. Повышеніе проводимости воздуха подъ нимъ должно быть приписано радіоактивнымъ свойствамъ почвы, и увеличеніе скорости разсѣянія служитъ мѣрою содержанія въ ней радіоактивной матеріи.

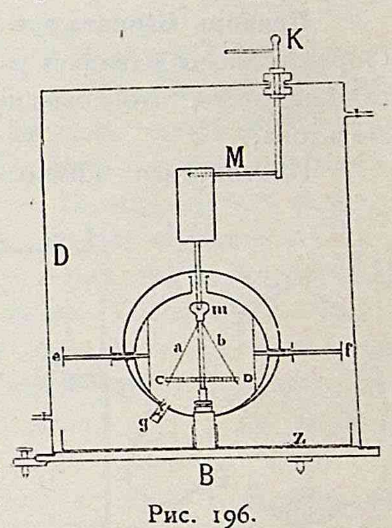


Рис. 196.

Этотъ же приборъ служитъ и для изученія радіоактивныхъ свойствъ почвеннаго воздуха, для чего воздухъ, извлеченный изъ почвы, перегоняется подъ колоколъ, и здѣсь изслѣдуется его проводимость. Законъ уменьшенія скорости разсѣянія заряда подъ колоколомъ съ теченіемъ времени даетъ возможность опредѣлить природу радіоактивной матеріи, имѣющейся въ почвенномъ воздухѣ. Рис. 197 (на стр. 478) представляетъ тотъ же приборъ въ окончательной его формѣ.

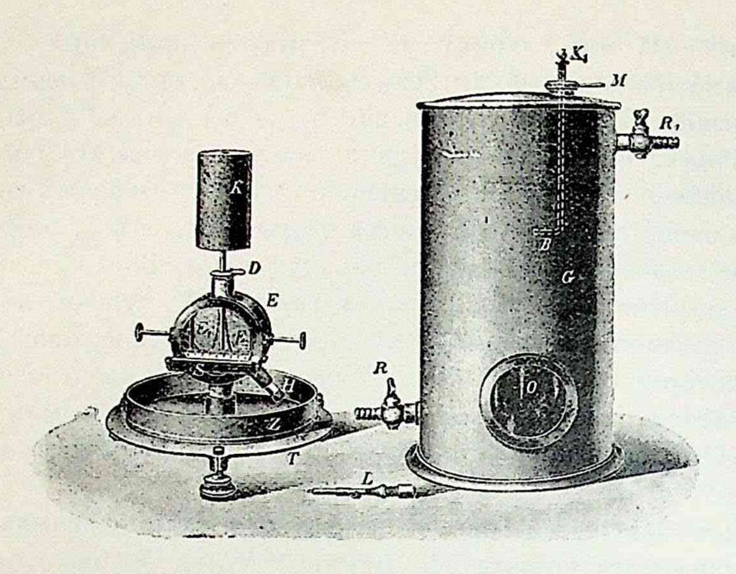


Рис. 197.

Приборъ Шмидта для измѣренія содержанія эманаціи въ жидкостяхъ. Опредѣленіе содержанія радіоактивной эманаціи въ жидкостяхъ основано на томъ, что эманація, какъ и всякій газъ, подчиняется закону Дальтона.

Изслѣдуемая жидкость наливается въ жестяный сосудъ *F* (рис. 198) емкостью въ 1500 *кб см* такъ, чтобы уровень жидкости приходился на высотѣ крана h_1. Затѣмъ оба крана сосуда h_1 и h_2 закрываютъ и жидкость въ сосудѣ взбалтываютъ въ продолженіе $^1/_2$ минуты. При этомъ эманація распредѣлится между жидкостью и воздухомъ, находящимся надъ нею, по закону Дальтона. Тогда краны h_1 и h_2 открываютъ и при помощи каучуковыхъ шаровъ *G* заставляютъ воздухъ, обогащенный активной эманаціей, циркулировать въ теченіе полуминуты чрезъ сосудъ *m*, въ которомъ помѣщенъ цилиндръ разсѣянія *k*, соединенный съ электрометромъ *E*. Скорость разсѣянія заряда цилиндра *k* и будетъ характеризовать содержаніе радіоактивной эманаціи въ изучаемой жидкости. Законъ, по которому съ теченіемъ времени спадаетъ проводимость воздуха въ сосудѣ *m*, даетъ возможность опредѣлить природу эманаціи. Положеніе листочка электрометра опредѣляется съ помощью микроскопа, имѣющаго окулярную шкалу. Одно дѣленіе шкалы соотвѣтствуетъ 0.5 вольта.

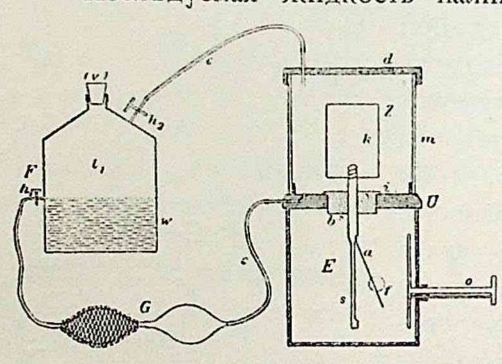


Рис. 198.

Радіоактивность горныхъ породъ. Въ настоящее время изслѣдована радіоактивность многихъ горныхъ породъ [1]). Методъ изслѣдованія указанъ выше. Чтобы сдѣлать соизмѣримыми результаты, полученные различными изслѣдователями, сравниваютъ радіоактивность испытуемаго вещества съ радіоактивностью тѣла, содержащаго опредѣленное количество радія. Такъ, Эльстеръ и Гейтель принимали за единицу сравненія активность извѣстнымъ образомъ обработанныхъ отложеній (Фанго) одного изъ горячихъ источниковъ верхней Италіи. Струттъ при своихъ изслѣдованіяхъ принималъ за единицу активность минерала, содержащаго опредѣленное количество урана. Допуская, что 1 *г* этого вещества соотвѣтствуетъ 3.8×10^{-7} *г* радія, онъ нашелъ, что среднее содержаніе радія въ изслѣдованныхъ имъ породахъ равнялось 2.2×10^{-12} *г* въ 1 *г* породы. По опытамъ Эльстера и Гейтеля, продукты разложенія вулканическихъ породъ гораздо болѣе радіоактивны, чѣмъ осадочныхъ. Граниты богаче радіемъ, чѣмъ базальты. Особенно радіоактивны породы изъ Симплонскаго туннеля. Бланкъ нашелъ, что 1 *г* садовой почвы Рима содержитъ 1.45×10^{-5} *г* торія.

Радіоактивность источниковъ и атмосферныхъ осадковъ. Наблюденія показали, что источники, какъ теплые, такъ и холодные, обладаютъ радіоактивностью. Но степень радіоактивности даже двухъ сосѣднихъ источниковъ можетъ быть весьма различна. Особенно богаты эманаціей радія воды Гаштейна, Баденъ-Бадена, Пломбіера. Въ нѣкоторыхъ источникахъ найдены даже соли радія (Карлсбадъ, горячіе источники Симплонскаго туннеля). Такія воды, сохраняемыя въ герметически закрытыхъ сосудахъ, долгое время не теряютъ своей активности. Киссингенскія воды содержатъ вещества, дающія эманацію торія. Недѣятельны всѣ текучія воды, а также воды, получаемыя отъ таянія глетчеровъ. Морская вода содержитъ въ себѣ слѣды радія. По изслѣдованію Струтта и Жоли среднее содержаніе радія въ 1 *г* морской воды равно $4{,}9 \times 10^{-15}$ *г*, т. е. въ 450 раза меньше, чѣмъ въ 1 *г* породы. Въ виду этого радіоактивность воздуха посреди океана гораздо слабѣе, чѣмъ посреди, континента.

Обширныя наблюденія надъ радіоактивностью атмосферныхъ осадковъ произведены Яуфманномъ. Дождь всегда обнаруживаетъ слѣды радіоактивности. Особенно богаты радіоактивными свойствами грозовые осадки. Наибольшая радіоактивность обнаруживается въ началѣ дождя. Весною радіоактивность сильнѣе, чѣмъ осенью. Свѣже выпавшій снѣгъ сильно радіоактивенъ (въ 2 — 5 разъ сильнѣе дождя) и нерѣдко сохраняетъ свою радіоактивность въ теченіе 50 — 60 часовъ. Снѣгъ, который пролежалъ болѣе 100 часовъ на крышѣ, совершенно теряетъ свои

---

[1]) См. Physikalische Zeitschrift и Meteorologische Zeitschrift за послѣдніе годы.

активныя свойства. Радіоактивность же снѣга, лежащаго непосредственно на почвѣ, гораздо устойчивѣе. Вслѣдствіе своей пористости, онъ, по всей вѣроятности, получаетъ активныя свойства изъ почвы, особенно, при понижающемся давленіи. Снѣговой покровъ играетъ, повидимому, роль дѣятельнаго іонизатора. Крупа давала слабую радіоактивность.

Вода колодцевъ, по большей части, обнаруживаетъ радіоактивность. Но эта радіоактивность колеблется въ весьма широкихъ предѣлахъ даже въ одномъ и томъ же колодцѣ. Яуфманнъ, сопоставляя полученныя числа съ ходомъ барографа, приходитъ къ тому заключенію, что колебанія давленія имѣютъ неоспоримую связь съ активностью грунтовыхъ водъ и выходомъ почвенной эманаціи. Особенно интересно одно наблюденіе Яуфманна, говорящее въ пользу этого мнѣнія. Вода источниковъ обладала повышенной радіоактивностью въ декабрѣ, когда почва была замерзшей; когда же почва оттаяла, радіоактивность упала до нормальной величины. Очевидно, что во время морозовъ эманація скопилась подъ замерзшей почвой и была сильно поглощена водою.

Радіоактивность не обнаруживалась въ водѣ, выставленной на свѣжій воздухъ; совершенно иное происходило съ водой, стоявшей долгое время въ закрытомъ погребѣ. Вода водопровода и искусственный ледъ крайне слабо радіоактивны; напротивъ того, естественный ледъ даетъ повышенныя показанія.

Вообще, всѣ вопросы, относящіеся къ радіоактивности въ природѣ, должны имѣть громадное значеніе въ жизни нашей планеты. Вспомнимъ, что на поверхности проволоки, употребляемой обыкновенно для изученія радіоактивной матеріи въ воздухѣ, осаждается изъ каждаго куб. метра воздуха столько активной матеріи, что она въ состояніи образовывать въ окружающей средѣ каждую секунду 10000 іоновъ. Всестороннее изученіе этой новой области знаній заслуживаетъ особаго вниманія. Очевидно, это — факторъ громадной энергіи.

Вертикальные электрическіе токи атмосферы. Намъ извѣстно, что между земной поверхностью и различными слоями атмосферы существуетъ постоянно разность потенціаловъ. Такъ какъ воздухъ, благодаря его іонизаціи, является сравнительно хорошимъ проводникомъ, то въ атмосферѣ долженъ существовать электрическій токъ: положительные іоны должны направляться изъ атмосферы къ земной поверхности. Этотъ вертикальный токъ — *токъ проводимости* — стремится уравнять разность потенціаловъ между землей и воздухомъ. Возможно даже вычислить плотность этого тока. Если $\frac{dV}{dh} = 100\ V/м$ выражаетъ паденіе потенціала, λ — удѣльную проводимость атмосферы, то, по закону Ома, плотность p вертикальнаго тока проводимости равна $\frac{dV}{dh} \times \lambda$, гдѣ

$\lambda = (n_+ v_+ + n_- v_-)\ \varepsilon$. Выражая всѣ эти величины въ электростатических единицахъ, получимъ по наблюденіямъ Эберта:

$$\frac{dV}{dh} = \frac{100}{300 \times 100} = \frac{1}{300};$$

$$\varepsilon n_+ = 0.30 \times 10^{-6},\ v_+ = 1 \times 300;\ \varepsilon n_- = 0.25 \times 10^{-6},\ v_- = 1.1 \times 300;$$

$$\lambda = 17.25 \times 10^{-5},$$

а слѣдовательно, $p = 5.75 \times 10^{-7}$ эл.-ст. ед. $= 1.92 \times 10^{-16}$ *амп/кв см*

Кромѣ тока проводимости, долженъ существовать еще *конвективный* токъ, состоящій въ переносѣ электрическихъ зарядовъ вертикальными воздушными теченіями. Принимаютъ, что, въ среднемъ, скорость этихъ теченій составляетъ 10 *см* въ 1 секунду. Если допустить согласно изслѣдованіямъ Дондерера, что объемная плотность свободныхъ электрическихъ массъ $\varrho = 0.1$ эл.-ст. ед. въ *кб м* воздуха, то плотность конвективнаго тока составитъ $10 \times 0.1 \times 10^{-6} = 1 \times 10^{-6}$ эл.-ст. ед. или 3.3×10^{-16} *амп/кв см*.

Сдѣланы были попытки непосредственныхъ опредѣленій вертикальныхъ электрическихъ токовъ атмосферы. Эбертъ устанавливалъ въ горизонтальномъ положеніи изолированную металлическую доску въ 2 *кв м* поверхности. Доску соединяли съ землею; въ ясную и безоблачную погоду она заряжалась отрицательно. Затѣмъ прерывалось на нѣкоторое время соединеніе ея съ землею, и доска получала нѣкоторый зарядъ отъ положительныхъ іоновъ вертикальнаго тока. Наконецъ, доска отводилась къ землѣ черезъ чувствительный гальванометръ; отклоненіе стрѣлки гальванометра указывало на токъ электричества отъ доски къ землѣ. Дѣйствіе усиливалось, если доска была покрыта дерномъ. Количество протекавшаго электричества было наибольшее при ясномъ, наименьшее — при пасмурномъ небѣ. Вильсонъ построилъ, для подобныхъ изслѣдованій, особый электрометръ, подробно описанный въ книгѣ Гокеля [1]). Идея прибора, въ общемъ, сходна съ основной мыслью только что описаннаго опыта Эберта. Горизонтальная пластинка, имѣющая потенціалъ, равный потенціалу земли, выставляется въ свободную атмосферу; благодаря вертикальному электрическому току, къ ней изъ атмосферы подводятся непрерывно заряды (при нормальномъ электрическомъ полѣ — положительные); при помощи особаго приспособленія, не уводя зарядовъ, потенціалъ пластинки поддерживается, во все время наблюденія, равнымъ потенціалу земли; по истеченіи опредѣленнаго промежутка времени t измѣряется зарядъ Q, полученный пластинкой изъ воздуха; плотность вертикальнаго тока атмосферы p выразится дробью $\frac{Q}{St}$, гдѣ

[1]) Gockel. Die Luftelektricität. Leipzig. 1908. S. 124.

S — площадь пластинки. Кромѣ плотности тока p съ помощью прибора Вильсона можно измѣрять и величину напряженія электрическаго поля земли.

Гердіенъ, измѣряя паденіе потенціала и проводимость, нашелъ, что средняя плотность тока проводимости, т. е. количество электричества, проходящаго въ 1 секунду черезъ сѣченіе 1 *кв см*, равно 8.000×10^{-7} эл.-ст. ед. По Эберту, токъ этотъ равнялся 5×10^{-7} эл.-ст. ед. $= 1.7 \times 10^{-16}$ *амп/кв см*. Наблюденія Гердіена во время аэростатическихъ поднятій обнаружили значительное постоянство тока. Только на верхней и нижней границахъ туманнаго слоя замѣчаются скачки въ ходѣ тока. Во время осадковъ электрическое поле земли мѣняетъ знакъ; вмѣстѣ съ тѣмъ измѣняется направленіе тока, и отрицательные іоны устремляются къ земной поверхности. Такъ какъ отрицательное поле во время осадковъ достигаетъ, обыкновенно, высокаго напряженія, то возможно, что большая часть потери заряда земли при нормальномъ полѣ компенсируется этимъ обратнымъ токомъ.

Интересны опредѣленія вертикальнаго электрическаго тока, произведенныя Д. А. Смирновымъ во время поднятія 26 іюля 1907 года. Напряженіе поля на высотѣ 1100 *м* равнялось $70 V/м$; у нижней границы облака оно упало до 38 $V/м$, а выше (на высотѣ 1480 *м*) — до $11 V/м$. Ясно замѣтны были рѣзкія измѣненія поля при прохожденіи влажнаго или пыльнаго воздуха; эти скачки объясняются тѣмъ, что при прохожденіи такого слоя іоны встрѣчаютъ препятствіе и задерживаются: наверху скопляются идущіе внизъ положительные, а внизу — направляющіеся вверхъ отрицательные іоны; вслѣдствіе этого происходитъ рѣзкое измѣненіе силы поля: оно ослабѣваетъ внизу и вверху слоя и увеличивается значительно внутри слоя. Вообще, сила поля въ разныхъ точкахъ обратно пропорціональна его проводимости. Плотность тока обнаружила значительное постоянство. Средняя величина плотности была невелика и равнялась 1.17×10^{-7} эл.-ст. ед. (т. е. 3.9×10^{-17} *амп/кв см*). Плотность тока колебалась въ предѣлахъ отъ 0.81×10^{-7} (на высотѣ 1500 *м*) до 1.48×10^{-7} (на высотѣ 2230 *м*). Токъ имѣлъ нормальное направленіе, т. е. изъ воздуха къ землѣ.

Теллурическіе токи. Давно уже извѣстно, что въ телеграфныхъ линіяхъ пробѣгаютъ токи, которые иногда нарушаютъ передачу депешъ и вызываютъ даже разрядную дѣятельность, разрушающую телеграфные аппараты. Во время грозы эти токи являются результатомъ индукціи. Иногда же токи въ телеграфныхъ линіяхъ прекращаются послѣ того, какъ прекращено соединеніе линіи съ землею. Въ этомъ послѣднемъ случаѣ токи тѣмъ интенсивнѣе, чѣмъ длиннѣе линія, и, какъ будто, не имѣютъ никакой связи съ метеорологическимъ состояніемъ

атмосферы. Это — *теллурическіе токи*, наблюдаемые въ воздушныхъ, подземныхъ и даже подводныхъ линіяхъ. Они являются спутниками полярныхъ сіяній и магнитныхъ бурь. Положимъ, что телеграфная линія, сопротивленіе которой равно R, соединена на своихъ концахъ A и B съ землею при помощи зарытыхъ въ почву металлическихъ пластинокъ. Въ эту линію введемъ гальванометръ. Если въ этой линіи наблюдается токъ, сила котораго равна J, то это служитъ доказательствомъ, что между концами A и B существуетъ разность потенціаловъ $V_a - V_b = E$, опредѣляемая уравненіемъ $E = JR$. Введемъ въ эту цѣпь батарею, коей электродвижущая сила равна e. Обозначая черезъ s сопротивленіе почвы между A и B, а черезъ i — силу тока батареи, получимъ $e = i\ (R + s)$. Для короткихъ линій s невелико, а потому $E = e\dfrac{J}{i}$. Но это соотношеніе не вполнѣ вѣрно, если въ составъ тока, пробѣгаемаго по проволокѣ, входятъ токи индукціи. Обыкновенно для наблюденій выбираютъ двѣ линіи: одна идетъ отъ N къ S, другая — отъ E къ W; силу и направленіе общаго тока J вычисляютъ по формуламъ:

$$J = \sqrt{i_1^2 + i_2^2} \quad \text{и} \quad tg\alpha = \frac{i_2}{i_1},$$

гдѣ i_1 и i_2 — силы токовъ, идущихъ соотвѣтственно по меридіональному и востоко-западному направленіямъ, а α — уголъ, составленный общимъ токомъ J съ направленіемъ меридіональнаго тока, считая отъ точки сѣвера.

Наиболѣе обширныя работы по этому вопросу принадлежатъ Вейнштейну, наблюдавшему въ теченіе 4 лѣтъ на двухъ линіяхъ: Берлинъ - Дрезденъ (120 *км*) и Берлинъ - Торнъ (262 *км*). Разность потенціаловъ на этихъ линіяхъ не превышаетъ 1.2 V/*км*. Токи эти обнаруживаютъ суточный ходъ. Обѣ составляющія i_1 и i_2 имѣютъ почти одинаковый суточный ходъ. Максимумы тока NS бываютъ около 7 ч. пн. и 5 ч. пд., а минимумы — около 11 ч. 30 м. пн. и около 3 ч. пн. Амплитуда тока NS въ 2.5 раза больше, чѣмъ тока EW, при чемъ — крайнія величины второго тока наступаютъ на полчаса раньше, чѣмъ перваго. Направленіе тока также измѣняется въ теченіе сутокъ, вмѣстѣ съ измѣненіемъ видимаго положенія солнца на небесномъ сводѣ. Но эти перемѣщенія довольно сложны и неодинаковы въ различныхъ пунктахъ земной поверхности. Годовыя колебанія менѣе замѣтны. Главный максимумъ падаетъ на время весенняго равноденствія; главный минимумъ — въ декабрѣ.

Токи индукціи весьма чутки не только къ разрядной дѣятельности, но и къ другимъ метеорологическимъ факторамъ. Токи эти можно

обнаружить, между прочимъ, по усиленію шумовъ въ телефонахъ, введенныхъ въ цѣпь. Шумъ и трескъ усиливаются во время дождя, снѣга, даже во время образованія облаковъ.

Собственно теллурическіе токи находятся въ тѣсной связи съ магнитными свойствами земли. Токи эти, какъ уже сказано раньше, сопутствуютъ магнитнымъ бурямъ. По наблюденіямъ Вейнштейна, пертурбаціи въ ходѣ токовъ иногда даже предшествуютъ нарушеніямъ магнитной жизни земли. Нѣкоторые наблюдатели нашли, что *NNW*-ая составляющая тока имѣетъ ходъ, близкій къ ходу склоненія, а *WSW*-ая слагающая параллельна измѣненіямъ горизонтальной слагающей земного магнетизма. Естественно, поэтому, явилась мысль, что вся вообще магнитная жизнь нашей планеты можетъ быть объяснена теллурическими токами, обтекающими земной шаръ по извѣстнымъ законамъ. Измѣненія въ направленіи и силѣ этихъ токовъ выражаются соотвѣтственными измѣненіями магнитныхъ элементовъ. Но, при построеніи подобной теоріи земного магнетизма, необходимо, очевидно, имѣть въ виду не только теллурическіе, но и вертикальные электрическіе токи атмосферы.

Наблюденія, произведенныя въ различныхъ точкахъ земли, показали, что теллурическій токъ имѣетъ, вообще, направленіе отъ *SW* къ *NE*

Электрическое поле земли съ точки зрѣнія іонной теоріи. Мы видѣли раньше, что между скоростью разсѣянія заряда въ воздухѣ и напряженіемъ поля существуетъ тѣсная зависимость. Съ пониженіемъ скорости разсѣянія напряженіе поля растетъ и обратно. Эта зависимость обнаруживается только методомъ среднихъ чиселъ; въ отдѣльныхъ случаяхъ отступленія отъ этого правила бываютъ очень значительны. Такое соотношеніе между напряженіемъ поля и скоростью разсѣянія заставило искать причинную связь между этими двумя категоріями явленій и вызвало попытки создать гипотезу, объясняющую явленія атмосфернаго электричества съ точки зрѣнія іонной теоріи.

Первая такая попытка была сдѣлана Эльстеромъ и Гейтелемъ. Они исходили изъ того факта, что отрицательные іоны обладаютъ бо́льшимъ, по сравненію съ положительными, коэффиціентомъ диффузіи. Поэтому полагали, что изолированный проводникъ, помѣщенный въ іонизированномъ воздухѣ, долженъ абсорбировать отрицательные іоны въ большемъ количествѣ, нежели положительные; такимъ образомъ, проводникъ будетъ пріобрѣтать отрицательный зарядъ, который станетъ нарастать до тѣхъ поръ, пока созданное зарядомъ электрическое поле, отталкивая отрицательные іоны, не скомпенсируетъ вліянія ихъ большей подвижности. Тогда наступитъ динамическое равновѣсіе между зарядомъ проводника и іонизированной средой, при чемъ зарядъ проводника будетъ опредѣляться степенью іонизаціи среды. Такой процессъ дол-

женъ происходить и съ земнымъ шаромъ, помѣщеннымъ въ іонизированную атмосферу. Особенно интенсивно, и при томъ непрерывно, такой процессъ накопленія отрицательнаго заряда земли долженъ происходить, по мнѣнію авторовъ гипотезы, въ тѣхъ мѣстахъ земной поверхности, которыя прикрыты растительностью (лѣсомъ), такъ какъ здѣсь электрическое поле земли, отталкивающее отрицательные іоны, очень слабо. Такъ просто объясняла гипотеза происхожденіе отрицательнаго заряда земли, создающаго ея электрическое поле. Однако, основной фактъ, на которомъ построена эта гипотеза, не оправдался на опытѣ. Симпсонъ показалъ, что изолированный проводникъ, помѣщенный въ атмосферѣ спокойнаго или движущагося іонизированнаго воздуха, не пріобрѣтаетъ замѣтнаго заряда. Поэтому онъ полагаетъ, что если процессъ, указанный Эльстеромъ и Гейтелемъ, и существуетъ въ природѣ, то онъ, во всякомъ случаѣ, не можетъ играть значительной роли въ электрической жизни нашей планеты.

Въ 1904 году Эбертъ предложилъ свою гипотезу происхожденія отрицательнаго заряда земли и электрическаго поля ея. Въ основѣ этой гипотезы лежитъ установленный опытами фактъ (Зелени, Тоунзендъ, Вилляръ, Симпсонъ), что іонизированный газъ, прогоняемый черезъ узкую металлическую трубку, сообщаетъ, при нѣкоторыхъ условіяхъ, трубкѣ отрицательный зарядъ; самъ же выходитъ изъ нея съ избыткомъ положительныхъ іоновъ. Согласно представленію Эберта, почвенный воздухъ, который богатъ активными веществами и потому сильно іонизированъ, выдѣляясь наружу сквозь капилляры почвы, отдаетъ землѣ въ преобладающемъ количествѣ отрицательные іоны, отчего земля пріобрѣтаетъ отрицательный зарядъ; воздухъ же выходитъ изъ почвы съ избыткомъ положительнаго электричества. Эти положительныя массы затѣмъ переносятся вертикальными воздушными теченіями вверхъ. Такимъ образомъ, энергія, за счетъ которой происходитъ раздѣленіе электричествъ у поверхности земли, является энергіей, приносимой солнечнымъ лучомъ. Процессъ, указанный Эбертомъ, долженъ происходить особенно интенсивно въ мѣстностяхъ, въ которыхъ, благодаря паденію давленія или нагрѣванію, выдѣляются изъ почвы значительныя массы воздуха. Съ другой стороны, вертикальные электрическіе токи, обусловленные существованіемъ электрическаго поля въ іонизированной атмосферѣ, почти непрерывно подводятъ и отдаютъ землѣ положительный зарядъ. Подвижнымъ равновѣсіемъ этихъ двухъ противоположныхъ процессовъ и опредѣляется электрическое состояніе земли. Изложенной гипотезой весьма легко объясняется, по мнѣнію Эберта, цѣлый рядъ явленій въ области атмосфернаго электричества, какъ-то: отрицательный зарядъ земли, присутствіе положительныхъ массъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы, сходство кривыхъ, выражающихъ, съ одной стороны, ходъ атмо-

сфернаго давленія, а съ другой — ходъ напряженія поля и, наконецъ, зависимость величины $\frac{dV}{dh}$ отъ температуры воздуха и почвы. Гипотеза Эберта, однако, встрѣтила цѣлый рядъ возраженій, главнымъ образомъ, со стороны Симпсона и Гердіена. Одно изъ наиболѣе существенныхъ возраженій, приводимыхъ Гердіеномъ, состоитъ въ томъ, что воздушныя восходящія теченія, которыя, согласно гипотезѣ Эберта, должны уносить отъ поверхности почвы свободные положительные заряды, настолько слабы, что не въ силахъ компенсировать притока къ землѣ положительныхъ іоновъ, обусловленнаго вертикальными токами проводимости въ атмосферѣ; по подсчетамъ Гердіена, конвективный токъ, вызванный восходящими теченіями, не превосходитъ и 3% вертикальнаго тока проводимости атмосферы. Съ своей стороны Гердіенъ указываетъ на ту важную роль, которую должны играть въ этомъ случаѣ атмосферные осадки. По мнѣнію этого ученаго, отрицательный зарядъ, приносимый осадками на землю, въ среднемъ, превышаетъ положительный зарядъ; при этомъ избытокъ отрицательнаго электричества, приносимаго осадками въ теченіе года на единицу данной поверхности, является того же порядка, что и количество положительныхъ зарядовъ, подводимыхъ за это время къ той же поверхности токами проводимости атмосферы. Въ своихъ отвѣтныхъ статьяхъ Эбертъ указываетъ, что всѣ подсчеты, приводимые Гердіеномъ, не могутъ считаться сколько-нибудь достовѣрными въ виду отсутствія достаточныхъ данныхъ. Дѣйствительно, матеріалъ, на основаніи котораго Гердіенъ строитъ свои расчеты, очень проблематиченъ. Онъ, напримѣръ, за отсутствіемъ достаточныхъ наблюденій надъ избыткомъ положительныхъ зарядовъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы, принимаетъ, что паденіе величины $\frac{dV}{dh}$ отъ земной поверхности до высоты 1000 метровъ надъ землей происходитъ равномѣрно, и на этомъ допущеніи вычисляетъ, при помощи теоремы Пуассона, содержаніе свободныхъ положительныхъ массъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Между тѣмъ такое допущеніе ни на чемъ не основано и дальнѣйшими наблюденіями опровергнуто. Съ другой стороны, въ распоряженіи Гердіена не было достаточныхъ данныхъ о скорости вертикальныхъ теченій атмосферы.

Происхожденіе грозового электричества. Въ заключеніе приходится упомянуть еще о двухъ явленіяхъ,— очевидно весьма сложныхъ,— относительно которыхъ даже іонная теорія не даетъ опредѣленнаго отвѣта. Рѣчь идетъ объ электричествѣ грозъ и о полярныхъ сіяніяхъ.

Относительно перваго изъ этихъ явленій въ іонной теоріи можно найти лишь намекъ на происхожденіе первоначальныхъ электрическихъ зарядовъ эмбріональныхъ элементовъ облака. Но самый механизмъ даль-

нѣйшей электрической работы, способствующей накопленію, на небольшомъ сравнительно пространствѣ, огромныхъ электрическихъ массъ, остается и до нынѣ сокрытымъ отъ насъ. Еще болѣе таинственны величественныя явленія полярныхъ сіяній.

Нѣсколько разъ уже было указано, что раньше пыль, а затѣмъ іоны являются въ атмосферѣ ядрами, на которыхъ осаждаются пары воды. При этомъ, осажденіе происходитъ легче на отрицательныхъ іонахъ, чѣмъ на положительныхъ. На этомъ основаніи мы вправѣ заключить, что, при образованіи облака, зародышевые его элементы образуются прежде всего на пылинкахъ, затѣмъ на отрицательныхъ и, наконецъ, на положительныхъ іонахъ. Когда элементы облака, образовавшіеся во второй стадіи процесса конденсаціи, начнутъ падать, то это повлечетъ за собою пониженіе напряженія поля у земной поверхности. При дальнѣйшемъ ходѣ процесса продолжается дальнѣйшее пониженіе потенціала и даже возможна перемѣна знака. Затѣмъ осажденіе происходитъ на положительныхъ іонахъ и, слѣдовательно, возможенъ переходъ поля опять въ положительную сторону. Съ указанной точки зрѣнія понятно также несовпаденіе знака поля и знака осадковъ, въ зависимости отъ взаимодѣйствія электрическаго слоя земной поверхности и взаимнаго положенія положительныхъ и отрицательныхъ массъ атмосферы. Первоначально, когда облако только что образуется, оно представляетъ смѣсь отрицательно наэлектризованныхъ капель и воздуха, въ которомъ находятся положительные іоны. Эта смѣсь на внѣшнюю точку дѣйствуетъ, какъ нейтральное тѣло. Но, когда капли увеличились и дождь выпалъ, то наверху остается положительный слой, и поле усиливается. Усиленіе поля происходитъ, слѣдовательно, на счетъ живой силы упавшихъ капель, другими словами, на счетъ той потенціальной энергіи, которую имѣли капли, поднятыя на высоту работою солнечной инсоляціи. На стр. 452 было указано, что при сліяніи капель увеличивается потенціалъ электричества на каждой изъ нихъ. Но, хотя капли стали больше, однако число ихъ, заключенное въ извѣстномъ объемѣ, стало меньше. Необходимъ, очевидно, для поддержанія интенсивной грозовой энергіи притокъ новыхъ капель. Притокъ этотъ поддерживается существующей въ атмосферѣ циркуляціей, т. е. грозовую дѣятельность можно разсматривать, какъ одну изъ формъ преобразованія солнечной энергіи въ нашей атмосферѣ. Но, повторяемъ, самый ходъ этого процесса, во всѣхъ его деталяхъ, остается пока невыясненнымъ.

Полярныя сіянія. Въ настоящее время имѣется обширный фактическій матеріалъ, касающійся хода, распространенія и физическихъ особенностей полярныхъ сіяній. Всѣ эти данныя изложены въ прекрасныхъ монографіяхъ Анго и Лемштрёма. Позднѣйшія дополненія можно найти въ изданіяхъ новѣйшихъ полярныхъ экспедицій. Остановимся

здѣсь на главнѣйшихъ и основныхъ фактахъ, характеризующихъ этотъ загадочный метеоръ.

Явленія, которыя относятъ обыкновенно къ категоріи полярныхъ сіяній, могутъ принимать весьма разнообразныя формы. Всѣ эти явленія можно подраздѣлить на двѣ большихъ группы: *A*) сіянія, которыя въ теченіе извѣстнаго времени остаются неизмѣнными по своему положенію и относительной яркости, и *B*) сіянія, которыя претерпѣваютъ постоянныя и быстрыя измѣненія въ своемъ блескѣ и положеніи.

Сіянія первой группы могутъ, въ свою очередь, принимать различныя формы. Иногда мы видимъ на небесномъ сводѣ небольшое свѣтлое пятно, блескъ котораго едва превосходитъ интенсивность млечнаго пути; иногда же, это слабое однородное сіяніе охватываетъ почти весь небосклонъ; его можно смѣшать со свѣтомъ сумерекъ или отблескомъ отдаленнаго пожара. Въ нѣкоторыхъ случаяхъ на небесномъ сводѣ являются свѣтлыя пятна, напоминающія собою облачныя массы, въ формѣ клубовъ дыма или полосъ перистыхъ облаковъ. Цвѣтъ этихъ свѣтоносныхъ пятенъ бываетъ бѣловато-желтый, бѣловато-зеленый и рѣже розоватый. Сходство этихъ сіяній съ перистыми облаками бываетъ такъ велико, что иногда трудно сказать, находится ли передъ нашими глазами явленіе полярнаго сіянія или только облака, освѣщенныя какимъ-то отраженнымъ свѣтомъ. Вообще, сосуществованіе сіяній и перистыхъ облаковъ является интереснымъ фактомъ, на который обращаютъ вниманіе почти всѣ полярные изслѣдователи. Часто, съ наступленіемъ ночи, облачныя полосы, какъ будто, обращаются въ полосы сіянія; обратное происходитъ на разсвѣтѣ. Свѣченіе воздуха, которое слѣдуетъ разсматривать какъ особую разновидность полярнаго сіянія, наблюдали нѣсколько разъ даже у земной поверхности. Къ этому же классу относятся сіянія, имѣющія форму круговой или эллиптической дуги, опирающейся на двѣ точки горизонта и центръ которой находится подъ горизонтомъ. Дуга эта, границы которой рѣзко очерчены, совершенно неподвижна и освѣщена крайне равномѣрно во всѣхъ своихъ частяхъ. Ширина дуги не всегда одинакова въ различныхъ ея частяхъ. Высшая точка дуги находится въ магнитномъ меридіанѣ мѣста наблюденія на высотѣ, не превышающей 30^0 надъ горизонтомъ. Въ нѣкоторыхъ случаяхъ все явленіе находится въ движеніи. Вся дуга переносится параллельно самой себѣ отъ сѣвера къ югу или обратно. Иногда же явленіе происходитъ такъ, какъ будто вся дуга вращается около вертикальной линіи отъ востока къ западу или обратно. Наблюдаютъ нерѣдко кратныя дуги (до девяти). Иногда лучи получаютъ сильное развитіе въ длину въ своихъ верхнихъ частяхъ. Очень интересно явленіе волнообразнаго движенія, состоящее въ томъ, что дуга, какъ будто, переносится по направленію своей длины, съ большой

скоростью, доходящей до 40^0 въ 1 секунду. Это явленіе объясняется тѣмъ, что лучъ, мало освѣщенный, внезапно дѣлается свѣтлѣе, затѣмъ приходитъ въ первоначальное состояніе, а въ это время вспыхиваетъ сосѣдній лучъ и т. д.; это послѣдовательное вспыхиваніе различныхъ частей дуги производитъ такое впечатлѣніе, какъ будто вся дуга перемѣщается по направленію своей длины. Иногда въ части неба, окаймленной дугой, виденъ темный сегментъ, образованіе котораго предшествуетъ или сопровождаетъ явленіе лучистой дуги. Въ такой именно формѣ, т. е. въ формѣ дуги, Норденшельдъ наблюдалъ сіянія почти ежедневно во время зимней стоянки своей 1878—1879 года у береговъ Сибири, недалеко отъ Берингова пролива.

Простѣйшую форму второй группы составляетъ неоднородная дуга, составленная изъ большого числа поперечныхъ фибръ или лучей. На небольшомъ протяженіи дуги, эти лучи представляются параллельными. Если же лучи имѣютъ значительную длину, то кажется, что они сходятся въ *магнитномъ зенитѣ*, т. е. въ точкѣ неба, къ которой направлена стрѣлка наклоненія. Нижніе края лучей рѣзки, верхніе же менѣе отчетливы. Цвѣтъ чаще всего желтоватый, рѣже красноватый. Эти дуги подвержены постояннымъ преобразованіямъ: то, какъ будто, таютъ ихъ концы, ближайшіе къ горизонту, то исчезаетъ вся дуга и вскорѣ опять появляется. Дальнѣйшую разновидность сіяній второй группы составляютъ полярныя сіянія въ видѣ лучей. Лучи, идущіе по магнитному меридіану, кажутся вертикальными, тогда какъ другіе болѣе или менѣе наклонены къ горизонту, сходясь приблизительно около магнитнаго зенита. Длина лучей равна 2^0—3^0; иногда же они занимаютъ половину небеснаго свода. Края лучей обыкновенно рѣзко очерчены. Лучи эти испытываютъ двоякое движеніе: боковое (вправо и влѣво) и продольное (къ зениту или обратно). Бравэ однажды наблюдалъ лучъ, который въ 27 секундъ прошелъ 90^0. Если лучи образуются со всѣхъ сторонъ магнитнаго зенита, то получается *корона*, при чемъ центральная часть ея можетъ быть темной или свѣтлой. Иногда такая корона бываетъ развита лишь по одну сторону зенита, и, въ этомъ случаѣ, она получаетъ видъ гирлянды. Лучи, образующіе корону, испытываютъ быстрыя движенія и окрашены въ красный и зеленый цвѣта. Наконецъ, лучи могутъ образовать широкую полосу, похожую на драпри, колеблемое вѣтромъ, или длинную ленту, нѣсколько разъ намотанную самоё на себя. Ленты эти снизу окрашены въ розовато-карминовый цвѣтъ съ фіолетовымъ оттѣнкомъ, далѣе въ желтоватый и, наконецъ, въ зеленоватый или голубоватый.

Къ категоріи явленій, имѣющихъ связь съ полярными сіяніями, относятъ также свѣченіе, наблюдаемое нерѣдко въ формѣ разсѣяннаго свѣта около вершинъ горъ. Такое явленіе наблюдаютъ на Шпиц-

бергенѣ въ Лапландіи, а также въ Андахъ Ю. Америки. Иногда же весь окружающій наблюдателя воздухъ слабо свѣтится какъ бы фосфорическимъ свѣтомъ.

Напряженіе свѣта, излучаемаго полярными сіяніями, обыкновенно, слабое. Луна даетъ больше свѣта, чѣмъ самая яркая корона. При помощи полярископа установлено, что свѣтъ сіянія неполяризованъ, а слѣдовательно, свѣтъ этотъ самостоятельный, а не разсѣянный.

Спектроскопическія изслѣдованія не привели еще къ вполнѣ опредѣленнымъ выводамъ. Въ хорошемъ спектроскопѣ можно видѣть не менѣе 13—14 линій, хотя всѣ линіи не всегда встрѣчаются одновременно. Наибольшей яркостью и постоянствомъ отличается желто-зеленая линія, лежащая между линіями *D* и *E* (линія Ангштрема). Спектръ полярныхъ сіяній похожъ на спектръ разрѣженнаго воздуха въ Гейслеровыхъ трубкахъ. Спектръ молніи также имѣетъ главныя линіи спектра полярныхъ сіяній. По Ангштрему, спектръ полярнаго сіянія состоитъ изъ двухъ группъ линій: всѣ линіи, за исключеніемъ линій Ангштрема, соотвѣтствуютъ спектру разрѣженнаго воздуха; желто-зеленая же линія характерна только для сіяній и не встрѣчается въ спектрѣ другихъ тѣлъ. Ангштремъ объясняетъ эту линію фосфоресценціей или, вѣрнѣе, флюоресценціей. Извѣстно, что кислородъ обладаетъ свойствомъ фосфоресценціи. Съ другой стороны, свѣтъ полярныхъ сіяній, повидимому, богатъ ультрафіолетовыми лучами, способными вызывать флюоресценцію. Замѣчено, что капля раствора сѣрнокислаго хинина флюоресцируетъ подъ дѣйствіемъ лучей полярныхъ сіяній. Въ общемъ, вопросъ о природѣ спектра полярныхъ сіяній требуетъ дальнѣйшихъ изысканій [1]).

Изъ сдѣланнаго выше описанія различныхъ формъ сіяній нетрудно заключить, что нѣкоторыя сіянія слѣдуетъ разсматривать, какъ чисто мѣстное явленіе, видимое только на небольшомъ протяженіи. Другія группы сіяній должны имѣть болѣе широкую распространенность. И дѣйствительно, протяженность полярныхъ сіяній крайне различна: нѣкоторыя изъ нихъ видимы только на протяженіи небольшого района; другія, напротивъ того, можно наблюдать на всемъ полушаріи, за исключеніемъ узкой полосы, прилегающей къ экватору, шириною около 20° по широтѣ. Таково, напримѣръ, сіяніе 29 августа 1859 года. Большія арктическія сіянія сопровождаются обыкновенно сіяніями антарктическими. Такъ, блестящее сіяніе 2 февраля 1872 г. наблюдали одновременно какъ въ сѣверномъ, такъ и въ южномъ полушаріи; зона, ихъ раздѣлявшая, лежала у экватора и имѣла ширину 40°.

Столь же разнообразна высота полярныхъ сіяній. Въ основѣ способовъ опредѣленія высоты полярныхъ сіяній лежитъ *методъ засѣчекъ*

---

[1]) Подробное изслѣдованіе спектра полярныхъ сіяній см. Monthly Weather Review. September. 1907. Washington.

(стр. 23). Нѣкоторыя явленія, причисляемыя къ категоріи сіяній, происходятъ у самой земной поверхности. Съ другой стороны, принимаютъ, что большія и распространенныя сіянія совершаются на высотѣ, равной 300—400 *км*, а, по мнѣнію Паульсена, даже и выше.

Повторяемость полярныхъ сіяній служила предметомъ многихъ изысканій. Фрицъ составилъ карту географическаго распредѣленія сіяній. На этой картѣ (рис. 199) проведены кривыя черезъ точки одинаковаго годового числа сіяній (изохазмы). Первая такая кривая соединяетъ всѣ тѣ станціи, въ которыхъ годовое число сіяній равно 0.1 (одно сіяніе въ 10 лѣтъ). Эта замкнутая кривая проходитъ черезъ Гибралтаръ, югъ Италіи, Константинополь, Каспійское море, черезъ всю Азію, приблизительно по параллели 47°, Мексику и южную часть острова

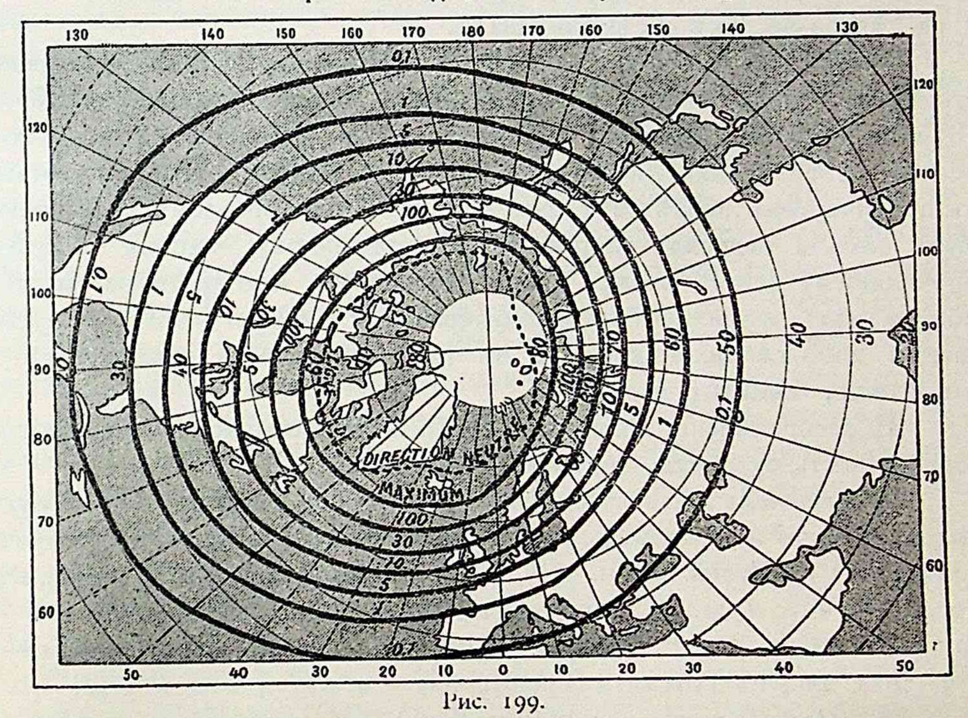


Рис. 199.

Кубы. Далѣе, внутри этого овала, идутъ другія замкнутыя изохазмы, и годовая повторяемость сіяній возрастаетъ прежде медленно, а затѣмъ быстрѣе, приближаясь къ максимуму (109 въ годъ). Изохазма 100 проходитъ черезъ Фарёрскіе острова, Норвегію, южную часть Новой Земли, вдоль сѣверныхъ береговъ Сибири, Беринговъ проливъ и южную часть Гудзонова залива. Еще нѣсколько сѣвернѣе лежитъ *максимумъ годовой повторяемости* полярныхъ сіяній. Внутри этой зоны годовое число сіяній уменьшается. Изохазмы имѣютъ форму оваловъ, центръ которыхъ лежитъ около 80° с. ш. и 73° з. д. отъ Гринвича и называется *полюсомъ сіяній*. Вся изохазма максимума сіяній сдвинута въ сторону

западной части Атлантическаго океана. Меридіанъ, проходящій черезъ южную оконечность Гренландіи, она пересѣкаетъ, приблизительно, подъ 58° с. ш., а надъ материкомъ Азіи достигаетъ почти 80° с. ш.

Въ центральной Европѣ полярныя сіянія наблюдаются, за весьма рѣдкими исключеніями, на сѣверной части неба. Но, по мѣрѣ перемѣщенія къ сѣверу, все болѣе и болѣе увеличивается число сіяній на южной сторонѣ; наконецъ, встрѣчаемъ зону, вдоль которой повторяемость сіяній въ сѣверной и въ южной части горизонта одинакова. Это — зона *нейтральнаго* направленія. Она находится внутри зоны максимума сіяній; внутри первой зоны, сіянія болѣе часты на югѣ, чѣмъ на сѣверѣ. Такъ, напримѣръ, въ Упернавикѣ на 100 сіяній 81 приходится на югѣ-востокѣ и юго-западѣ, 14 на востокѣ, 1 на западѣ и только 4 на сѣверо-востокѣ и сѣверо-западѣ.

Фактическія данныя, въ связи съ продолжительными непосредственными наблюденіями, произведенными во время зимовки 1878—1879 года вблизи Берингова пролива, привели Норденшельда къ заключенію, что земля, какъ уже сказано раньше, окружена, почти постоянно, въ арктическомъ поясѣ свѣтлымъ кольцомъ или ореоломъ. Плоскость этого кольца перпендикулярна къ продолженному земному радіусу, проходящему черезъ полюсъ сіяній. Кольцо это находится на высотѣ 200 *км* надъ зоной нейтральнаго направленія сіяній и имѣетъ радіусъ, равный 2000 *км*. Возможно, что въ той же плоскости лежитъ и другое кольцо, бо́льшаго радіуса.

Въ распредѣленіи полярныхъ сіяній во времени можно подмѣтить періодичность суточную, годовую и многолѣтнюю.

Въ *суточномъ* ходѣ максимумъ видимости сіяній падаетъ на первую половину ночи и запаздываетъ по мѣрѣ увеличенія широты. Максимумъ приходится въ Прагѣ на 8 ч. 45 м. пд., въ Оксфордѣ — 9 ч. 15 м. пд., въ Упсалѣ—9 ч. 30 м. пд., въ Христіаніи и Канадѣ—10 ч. пд., въ Боссекопѣ—10 ч. 30 м. пд., въ фортѣ Симпсонъ — полночь, на мысѣ Барроу (Аляска)—1 ч. 30 м. пн., въ Готгаабѣ (Гренландія) — между 4 и 6 ч. утра.

Въ *годовомъ* ходѣ полярныхъ сіяній, наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ, можно ясно подмѣтить два максимума (апрѣль и октябрь, т. е. вскорѣ послѣ равноденствій) и два минимума (январь и іюль, т. е. послѣ солнцестояній). По мѣрѣ возрастанія широты, осенній максимумъ постепенно запаздываетъ, а апрѣльскій опережаетъ, такъ что оба максимума, наконецъ, сливаются въ одинъ (около времени зимняго солнцестоянія). Пытались объяснить годовую періодичность двойной годовой пульсаціей, которую испытываетъ зона максимальной повторяемости сіяній. Можно допустить, что радіусъ этой зоны, въ періодъ равноденствій, увеличивается и вся зона расширяется, а ко времени солнцестояній — сокращается. Подобная деформація зоны совершается дважды въ теченіе

года. Но эта гипотеза не вполнѣ согласуется въ деталяхъ съ годовымъ ходомъ сіяній, наблюдаемыхъ въ различныхъ точкахъ земли. Аналогичная гипотеза совершенно непримѣнима къ объясненію суточнаго хода, такъ какъ суточные максимумы и минимумы сіяній тѣсно связаны съ *мѣстнымъ* временемъ.

Многолѣтняя періодичность обнаруживается рѣзче всего въ существованіи 11-лѣтнихъ періодовъ, совпадающихъ съ подобной же періодичностью солнечныхъ пятенъ. Въ среднихъ широтахъ максимумъ повторяемости полярныхъ сіяній совпадаетъ съ максимумомъ пятенъ, и обратно. Наблюденія, собранныя въ Гренландіи, привели Тромгольта къ тому заключенію, что въ полярныхъ странахъ оба эти явленія находятся въ противоположныхъ фазахъ: максимумъ полярныхъ сіяній совпадаетъ съ минимумомъ пятенъ, и обратно. Причина несоотвѣтствія въ періодическомъ ходѣ (суточномъ, годовомъ и многолѣтнемъ) полярныхъ сіяній въ среднихъ и высшихъ широтахъ остается не вполнѣ выясненной.

До сихъ поръ не удалось установить опредѣленной связи между появленіемъ сіяній и сопровождающими ихъ метеорологическими условіями самыхъ нижнихъ слоевъ атмосферы. Обнародованные до сихъ поръ результаты весьма противорѣчивы. Противорѣчія эти, очевидно, объясняются тѣмъ, что наблюдатели, по большей части, имѣли въ виду только *мѣстныя* метеорологическія условія, а не общее состояніе всей атмосферы или значительной ея части. Въ этомъ отношеніи приходится здѣсь повторить то, что было нами сказано раньше о вліяніи луны на погоду (стр. 322).

Но если не установлено никакой опредѣленной зависимости между сіяніемъ и метеорологическими явленіями, происходящими на днѣ нашего воздушнаго океана, то дѣло обстоитъ нѣсколько иначе, если мы подымемся въ болѣе высокіе слои атмосферы. Многочисленныя наблюденія показали, что существуетъ несомнѣнная связь между полярными сіяніями и перистыми облаками (cirrus, cirro-stratus и cirro-cumulus). Оба явленія имѣютъ одну и ту же періодичность, слѣдуютъ другъ за другомъ или сосуществуютъ въ одно и то же время. По мнѣнію многихъ изслѣдователей, явленіе полярныхъ сіяній даже зависитъ отъ присутсвія этихъ облаковъ. Нерѣдко облака эти располагаются въ видѣ длинныхъ полосъ, которыя, вслѣдствіе перспективы, кажутся сходящимися въ двухъ противоположныхъ точкахъ неба. Эти полосы стремятся вытягиваться по двумъ, преимущественно, направленіямъ: то онѣ, приблизительно, параллельны стрѣлкѣ склоненія и называются *полярными полосами*, то перпендекулярны къ ней. Въ первомъ случаѣ онѣ оріентированы, какъ отдѣльные лучи, во второмъ — какъ дуги сіяній. По измѣренію французской экспедиціи въ Боссекопѣ, точки радіаціи полярныхъ полосъ имѣли слѣдующее положеніе: *E* 28° *N* и *W* 20" *S*, тогда какъ дуги сіяній были оріентированы отъ *E* 21° *N* къ *W* 21° *S*.

Произведенныя до настоящаго времени электрометрическія наблюденія во время сіяній крайне немногочисленны и не даютъ твердыхъ основаній для какихъ-либо опредѣленныхъ выводовъ. Наблюденія разсѣянія и іонизаціи пока совершенно отсутствуютъ.

Болѣе опредѣленными нитями связаны полярныя сіянія съ магнитной жизнью нашей планеты. Связь эта выражается въ томъ, что дуговидныя сіянія оріентированы такимъ образомъ, что, вообще, ихъ вершина совпадаетъ съ магнитнымъ меридіаномъ. Мы говоримъ «вообще». Дѣйствительно, въ отдѣльныхъ случаяхъ возможны болѣе или менѣе значительныя отступленія. По наблюденіямъ въ Або (1823—1831) среднее отклоненіе вершины отъ магнитнаго меридіана равнялось 10^{0} къ западу. Французская экспедиція въ Боссекопѣ произвела измѣренія 226 дугъ. Оказалось, что крайнія положенія вершины дуги были 36^{0} къ востоку и 90^{0} къ западу. На Шпицбергенѣ среднее отклоненіе, найденное въ 1882—1883 г.г., равно 11^{0} къ западу. Наблюденія въ Мельбурнѣ (Австралія) дали 9^{0}—10^{0} къ востоку отъ магнитнаго меридіана. Дальнѣйшая связь сіяній съ магнитными явленіями выражается въ томъ, что лучи сіяній оріентированы по стрѣлкѣ наклоненія, и корона совпадаетъ, опять въ среднемъ, съ магнитнымъ зенитомъ. Но и тутъ опять возможны колебанія въ извѣстныхъ предѣлахъ. Въ отдѣльныхъ случаяхъ встрѣчаются отступленія до 12^{0} и даже до 15^{0}. Далѣе, полярныя сіянія сопровождаются магнитными пертурбаціями. Эта связь опредѣленнѣе выступаетъ въ среднихъ широтахъ. Въ полярныхъ странахъ, особенно внутри линіи нейтральнаго направленія сіяній, часто наблюдаютъ магнитныя пертурбаціи, не сопровождающіяся сіяніями, и обратно; это тѣмъ болѣе удивительно, что интенсивность магнитныхъ пертурбацій въ полярныхъ странахъ гораздо больше, чѣмъ въ среднихъ широтахъ (стр. 419).

Наконецъ, сіянія вообще сопровождаются или предшествуются усиленіемъ земныхъ токовъ. Быстрые скачки въ ходѣ тока часто соотвѣтствуютъ появленію и развитію яркихъ лучей, окрашенныхъ въ красный и зеленый цвѣта и вспыхивающихъ наподобіе молній. Эта тѣсная связь также опредѣленнѣе выступаетъ въ среднихъ широтахъ.

Изложенное даетъ намъ право заключить, что полярныя сіянія слѣдуетъ считать явленіемъ самостоятельнымъ, но такимъ, въ которомъ земной магнетизмъ играетъ огромную роль.

Для объясненія полярныхъ сіяній предложено болѣе тридцати теорій, что служитъ доказательствомъ того, какъ сложны и загадочны эти явленія. Подходили къ выясненію вопроса съ различныхъ точекъ зрѣнія. Предложены были теоріи оптическія, космическія, магнитныя, электрическія и электромагнитныя. Гельсингфорскій профессоръ Лемштрёмъ пытался даже искусственно воспроизвести явленіе полярныхъ

сіяній въ Финляндіи въ зимы 1882—83 и 1883—84 годовъ. На вершинѣ холма, на высотѣ 130 метровъ, установленъ былъ аппаратъ истеченія электричества. Аппаратъ этотъ состоялъ изъ желѣзной проволоки, къ которой припаяны были острія въ разстояніи 0.5 *м* другъ отъ друга. Проволока расположена была спиралевидно, на высотѣ 2—5 *м* надъ почвой, остріями вверхъ, такъ, что покрыла собою площадь въ 364 *кв м*; разстояніе одного круга проволоки отъ другого равнялось 1.5 *м*. Проволока была тщательно изолирована и оконечность ея у основанія холма отведена въ землю при помощи пластинки амальгамированнаго цинка, погруженной въ сосѣднюю рѣку. Въ цѣпь введенъ гальванометръ. Гальванометръ обнаружилъ существованіе тока, идущаго или сверху внизъ или обратно, смотря по высотѣ всей проволоки надъ земной поверхностью и состоянію погоды. Надъ аппаратомъ, по временамъ, можно было видѣть свѣтовыя явленія, то въ формѣ разсѣяннаго свѣта, то въ формѣ лучей, которые, казалось, исходили изъ остріевъ къ небу. Но, что особенно замѣчательно, въ спектрѣ полученнаго свѣта всегла наблюдали желто-зеленую линію Ангштрема, столь характерную для полярныхъ сіяній. Впрочемъ, подобные опыты, предпринятые на островѣ Исландіи и на Пикъ дю Миди, не дали положительныхъ результатовъ. Всѣ старыя теоріи имѣютъ въ настоящее время лишь историческое значеніе. Обозрѣніе ихъ можно найти въ указанныхъ выше монографіяхъ Анго и Лемштрёма.

Въ послѣднее время выдвинуты новыя теоріи, которыя считаютъ первоисточникомъ сіяній, такъ называемые, *катодные* лучи. Это—теоріи Биркелэнда, Арреніуса, Нордманна, Паульсена и Вилляра. Всѣ эти теоріи основаны на томъ допущеніи, что въ полярныхъ сіяніяхъ имѣетъ мѣсто люминесценція (свѣченіе), производимая поглощеніемъ катодныхъ лучей въ атмосферѣ. Остановимся въ краткихъ чертахъ на исходной идеѣ первыхъ четырехъ теорій.

Первоначально Биркелэндъ высказалъ гипотезу, что катодные лучи, исходящіе отъ солнца, притягиваются магнитными полюсами земли, и сіяніе происходитъ при поглощеніи этихъ лучей въ атмосферѣ. Но съ этой точки зрѣнія нельзя было объяснить различныхъ формъ сіяній, а также тѣхъ измѣненій, которыя наблюдаются въ видимости сіянія. Биркелэндъ развилъ другую теорію, по которой катодные лучи, исходящіе отъ солнца, вызываютъ электрическіе токи въ атмосферѣ и эти послѣдніе создаютъ «вторичные» катодные лучи, отъ поглощенія которыхъ въ атмосферѣ и зависятъ сіянія [1]). Биркелэндъ основываетъ свое объясненіе на слѣдующемъ опытѣ. Въ трубкѣ съ разрѣженнымъ

---

[1]) Birkeland. Expédition norvégienne de 1899—1900 pour l'étude des aurores boréales. Christiania. 1901.

воздухомъ находился небольшой, сферической формы, электромагнитъ, окруженный латунной оболочкой, покрытой слоемъ двойной ціанистой соли барія и платины. Шарикъ былъ подвергнутъ дѣйствію пучка приблизительно параллельныхъ катодныхъ лучей. Пока электромагнитъ не былъ приведенъ въ дѣйствіе, катодные лучи вызывали равномѣрную фосфоресценцію полушарія, обращеннаго къ лучамъ. Но, какъ только замыкали токъ электромагнита, катодные лучи отклонялись къ полярнымъ частямъ шарика. На каждомъ изъ двухъ полюсовъ можно было видѣть пучки лучистаго строенія. Эти два свѣтовыхъ выступа, ударяя о поверхность сферы, вызывали фосфоресценцію по сосѣдству съ полюсами. Кромѣ указанныхъ свѣтовыхъ выступовъ, наблюдали иногда два или три свѣтлыхъ кольца, близкихъ къ поверхности шарика, и, что особенно интересно, поверхность электромагнита, покрытая фосфоресцирующимъ веществомъ, сильно свѣтилась какъ разъ подъ свѣтлымъ кольцомъ. Биркелэндъ утверждаетъ, что эта фосфоресценція вызвана катодными лучами, испускаемыми частицами газа, уносящими электрическія массы въ наблюдаемомъ свѣтовомъ кольцѣ. Опираясь на эти опыты, Биркелэндъ утверждаетъ, что потокъ катодныхъ лучей, направленныхъ на магнитъ, образуетъ около полюсовъ, въ разрѣженной средѣ, электрическіе токи, которые, въ свою очередь, подъ вліяніемъ магнитнаго поля испускаютъ «вторичные» катодные лучи.

Въ 1901 году Аррениусъ опубликовалъ новую теорію [1]). По гипотезѣ Аррениуса, при солнечныхъ изверженіяхъ отталкиваются, давленіемъ свѣта, отрицательно заряженныя частицы. Половина земли, обращенная къ солнцу, постоянно бомбардируется массой этихъ частицъ. Попадая въ земную атмосферу, онѣ заряжаютъ отрицательно верхніе слои, что, въ свою очередь, вызываетъ катодные лучи, исходящіе отъ молекулъ воздуха на границѣ атмосферы. Наибольшая часть этого процесса электризаціи должна происходить днемъ и въ тропическомъ поясѣ. Сильно наэлектризованныя частицы могутъ быть переносимы вѣтромъ изъ тропическихъ странъ въ болѣе высокія широты. Высота, на которой находятся наэлектризованныя частицы воздуха, можетъ достигать 200 *км*. На этой высотѣ воздухъ такъ разрѣженъ, что поглощеніе катодныхъ лучей не можетъ вызвать люминесценціи. Въ тропическомъ поясѣ силовыя линіи магнитнаго поля земли приблизительно паралельны земной поверхности, и катодные лучи не могутъ проникнуть въ нижніе, болѣе плотные, слои атмосферы. По мѣрѣ же возрастанія широты, силовыя линіи все болѣе и болѣе приближаются къ вертикальному направленію; проникая въ болѣе плотные слои атмосферы, лучи поглощаются ими и даютъ начало люминесценціи, которая

---

[1]) Arrhenius. Ueber die Ursache der Nordlichter. Drude's Annalen der Physik. 1901.

и наблюдается нами, какъ полярное сіяніе. По теоріи Аррениуса непонятно, почему сіянія преобладаютъ въ полярномъ поясѣ, а также почему они сопровождаются магнитными пертурбаціями. Кромѣ того, по этой теоріи, минимумъ сіяній приходится въ зимнее время, тогда какъ въ полярномъ поясѣ имѣетъ мѣсто обратное.

Нордманнъ объясняетъ полярныя сіянія электрическими волнами, исходящими отъ солнца, которыя, входя въ атмосферу, вызываютъ люминесценцію и обиліе катодныхъ лучей. Но въ такомъ случаѣ можно ожидать, что все небо, во всѣхъ широтахъ, должно свѣтиться. Нордманнъ возражаетъ, что прониканіе электрическихъ лучей въ атмосферу увеличивается при закатѣ солнца и тѣмъ сильнѣе, чѣмъ ближе къ полюсу. Если это возраженіе справедливо, то передъ восходомъ солнца слѣдуетъ ждать также максимума сіяній. Но, по мнѣнію Нордманна, вечеромъ іонизація сильнѣе, чѣмъ къ утру, и воздухъ легче возбуждается къ свѣченію, а потому утренній максимумъ не наблюдается.

Паульсенъ подвергъ серьезной критикѣ изложенныя теоріи и подробно развилъ собственныя идеи[1]).

Паульсенъ различаетъ два класса сіяній: 1) сіянія, лишенныя лучистой структуры, и 2) сіянія лучистаго строенія. Сіянія первой группы занимаютъ обыкновенно большія пространства неба. Они блестятъ спокойнымъ свѣтомъ и отличаются вообще неподвижностью. Ихъ движенія медленны. Въ полярныхъ странахъ эти сіянія не сопровождаются магнитными пертурбаціями. Къ этой же группѣ Паульсенъ относитъ однородныя дуги. Высота этихъ сіяній весьма значительна. Ко второму классу Паульсенъ относитъ сіянія въ формѣ лучей, лентъ, драпри, образующія которыхъ совпадаютъ съ силовыми линіями магнитнаго поля. Эти сіянія, какъ мы уже знаемъ, находятся въ постоянномъ движеніи. Когда такое сіяніе находится на пути къ истощенію, оно теряетъ форму полосы и преобразовывается въ форму продолговатаго облака. Высота этихъ сіяній гораздо меньше, чѣмъ сіяній перваго класса. Магнитныя пертурбаціи являются спутниками сіяній этого класса.

Въ основу своей теоріи Паульсенъ кладетъ слѣдующую гипотезу: *причину полярныхъ сіяній слѣдуетъ искать въ сильнѣйшей іонизаціи и отрицательной электризаціи верхнихъ слоевъ атмосферы надъ зоной максимума сіяній*; это измѣненіе воздуха возобновляется ежедневно, начиная отъ предѣловъ атмосферы. Катодные лучи, исходящіе отъ солнца, идутъ по линіямъ магнитныхъ силъ въ пространствѣ надъ атмосферой. Въ сосѣдствѣ съ полюсами они опускаются и вызываютъ днемъ сильную іонизацію и отрицательный зарядъ верхнихъ

---

[1]) Paulsen. Sur les récentes théorie de l'aurore polaire. Résumé et critique des théories de MM. Birkeland, Arrhenius et Nordmann. Idées personnelles. Bulletin de l'Académie Royale des sciences et des lettres de Danemark. 1906. № 32. p. 109.

слоевъ атмосферы. Эта электризація вызоветъ сильное расширеніе верхнихъ слоевъ атмосферы, такъ что они поднимутся значительно выше тѣхъ поверхностей уровня, до которыхъ они доходили при обыкновенныхъ условіяхъ. Отрицательный зарядъ верхнихъ слоевъ воздуха, бомбардируемыхъ катодными лучами, можетъ возрастать только до извѣстнаго предѣла, такъ какъ часть заряда постоянно теряется путемъ испусканія катодныхъ лучей. Эта смѣсь молекулъ воздуха и отрицательно заряженныхъ корпускулъ въ верхнихъ слояхъ атмосферы составляетъ *полярную матерію*. Движенія частицъ, а также испусканіе катодныхъ лучей, вызываютъ постоянныя измѣненія потенціала въ различныхъ точкахъ этой массы, а слѣдовательно, неправильныя движенія внутри нея. Эти неправильныя движенія повлекутъ за собою непрерывныя столкновенія отрицательныхъ частицъ съ молекулами воздуха и положительными іонами, что произведетъ люминесценцію, которая станетъ видимой, какъ свѣтъ полярнаго сіянія. Недавно опубликованы опыты, касающіеся свѣта, который распространяется въ газѣ, непосредственно окружающемъ бромистый радій; оказалось, что подобная люминесценція даетъ спектръ того газа, который окружаетъ радіоактивное вещество. Съ другой стороны, можно утверждать, съ значительной долей вѣроятности, что основныя линіи азота совпадаютъ съ нѣкоторыми линіями спектра сіяній,— фактъ, который говоритъ, повидимому, въ пользу гипотезы Паульсена.

Полярная матерія, будучи отрицательно наэлектризована, испускаетъ, по направленію силовыхъ линій, катодные лучи; встрѣчая болѣе плотные слои воздуха, они поглощаются. Такимъ образомъ происходятъ сіянія лучистаго строенія. При излученіи нѣкоторое количество полярной матеріи переносится изъ верхнихъ слоевъ вплоть до нижнихъ, гдѣ еще продолжается нѣкоторое время свѣченіе. Когда напряженіе полосы сіянія ослабѣваетъ, ея излученіе исчезаетъ, и она переходитъ въ удлиненное облако. Свѣтъ лучей, усиливающійся книзу, объясняется, главнымъ образомъ, свѣченіемъ этой полярной матеріи, уведенной сюда излученіемъ. Замѣтимъ, наконецъ, что присутствіе полярной матеріи въ атмосферѣ благопріятствуетъ образованію облаковъ, доставляя ядра для сгущенія паровъ воды.

Ясно, что сіянія перваго класса, по самой своей природѣ, не могутъ производить какого-либо дѣйствія на магнитную стрѣлку. Совершенно иное должно происходить при сіяніяхъ второго класса. Извѣстно, что въ слояхъ атмосферы, обладающихъ достаточной проводимостью, предполагаютъ существованіе электрическихъ токовъ, которые обусловливаютъ собою, между прочимъ, суточный ходъ магнитныхъ элементовъ. Если сіяніе испускаетъ лучи, достигающіе этихъ слоевъ, то эти лучи приносятъ большія массы электричества, что, въ свою очередь, вызываетъ большія колебанія въ напряженіи тока.

Сіянія, происходящія вблизи земной поверхности, могутъ быть объяснены тѣмъ, что нисходящія теченія воздуха переносятъ въ нижніе слои полярную матерію. Пока эта матерія находилась въ верхнихъ слояхъ подъ слабымъ давленіемъ, она не свѣтилась; но въ нижнихъ слояхъ она станетъ свѣтиться.

Сіянія среднихъ широтъ происходятъ отъ перенесенія большихъ массъ полярной матеріи изъ арктическихъ странъ воздушными теченіями верхнихъ слоевъ атмосферы. Изъ этого не слѣдуетъ, впрочемъ, что большія сіянія среднихъ широтъ должны быть одновременны съ таковыми же сіяніями полярныхъ странъ. Примѣромъ можетъ служить большое сіяніе 13—14 февраля 1892 года, которое было видимо въ Европѣ и Азіи и сопровождалось сильнѣйшими магнитными пертурбаціями; между тѣмъ, сіяніе той же ночи въ полярныхъ странахъ имѣло весьма слабую интенсивность. Одиннадцатилѣтняя періодичность сіяній хорошо объясняется этой теоріей, такъ какъ сіянія должны зависѣть отъ количества катодныхъ лучей, получаемыхъ землею, а слѣдовательно, отъ болѣе или менѣе интенсивной дѣятельности на солнцѣ.

Теорія Вилляра[1]) настолько сложна, что ее невозможно вдвинуть въ рамки настоящаго курса.

---

[1]) Villards. Les rayons cathodiques et l'aurore boréale. Bulletin des séances de la société française de physique. Année 1908. p. 114.

XXIV.

Методы и задачи современной метеорологіи.

Изложенный въ этой книгѣ общій курсъ метеорологіи даетъ намъ возможность установить, въ краткихъ чертахъ, современные методы и задачи этой науки.

Основной матеріалъ метеорологіи доставляется *наблюденіями*. Наблюденія производятся или въ извѣстные срочные часы, или предпринимаются спеціально, по особому плану, для изученія отдѣльныхъ явленій. Выработка соотвѣтствующихъ методовъ наблюденія и измѣренія — *техника измѣреній* — составляетъ, поэтому, весьма важную задачу наблюдательнаго отдѣла геофизики. Въ этомъ отношеніи сдѣланы уже огромные успѣхи, особенно въ областяхъ, относящихся къ изученію тяжести, а также явленій сейсмическихъ, магнитныхъ и электрическихъ. Приборы, примѣняемые въ этихъ областяхъ геофизики, не уступаютъ, по своей точности, лучшимъ инструментамъ физики.

Земной шаръ, съ его водной и воздушной оболочками, представляетъ одинъ сложный организмъ, жизнедѣятельность котораго управляется общими законами. Для изученія этого организма необходимо, чтобы наблюденія были *непрерывны какъ въ пространствѣ, такъ и во времени*. Непрерывность въ пространствѣ достигается тогда, когда число станцій настолько велико, что извѣстныя явленія, выходя изъ сферы наблюденій одного наблюдателя, переходятъ непосредственно въ поле зрѣнія другого. Въ настоящее время такія густыя сѣти наблюдательныхъ пунктовъ существуютъ въ нѣкоторыхъ странахъ для изученія грозъ, вихрей, осадковъ. Непрерывность наблюденій во времени достигается, въ свою очередь, при помощи разнообразнѣйшихъ регистрирующихъ приборовъ, записывающихъ мельчайшие оттѣнки въ ходѣ явленій.

Данныя, полученныя путемъ наблюденій, подвергаются разносторонней *разработкѣ*. На первыхъ стадіяхъ развитія метеорологіи пытались использовать наблюдательные матеріалы для установленія *средняго режима* какъ отдѣльныхъ странъ, такъ и всего земного шара. Но среднія числа представляютъ только положенія равновѣсія, около которыхъ дѣйствительныя явленія совершаютъ колебанія съ перемѣнной амплитудой.

Дальнѣйшимъ, поэтому, шагомъ въ разработкѣ наблюденій явилось стремленіе изучить *аномальныя отклоненія*, т. е. предѣлы, въ которыхъ совершаются колебанія среднихъ. Любимой темой метеорологовъ сдѣлались вопросы, касающіеся *послѣдовательности* въ измѣненіяхъ метеорологическихъ факторовъ и ихъ *періодичности*.

Самыя наблюденія стали полнѣе и разнообразнѣе. Къ изученію извѣстнаго явленія подходятъ, въ настоящее время, разнообразнѣйшими, совершенно независимыми другъ отъ друга, путями. Напримѣръ, различные ярусы атмосферы мы изучаемъ *непосредственно* на горныхъ станціяхъ, а также при помощи змѣевъ, шаровъ съ наблюдателями и шаровъ зондовъ. Параллельно съ этимъ существуетъ рядъ *косвенныхъ* способовъ, при которыхъ наблюдатель остается на днѣ нашего воздушнаго океана: наблюденія сумерекъ, красной зари, высоты загоранія метеоритовъ, полярныхъ сіяній, поляризаціи, теллурическихъ спектральныхъ линій, движенія облаковъ и т. п. Къ рѣшенію вопроса о физическомъ состояніи земного ядра мы подходимъ и астрономическимъ путемъ (изъ явленій прецессіи), и геофизическимъ (изъ наблюденій высоты прилива и отлива), и, наконецъ, изучая сейсмическія движенія въ земной корѣ.

Серьезное вниманіе обратили на себя сложныя *періодическія* явленія. Гармоническій анализъ далъ средство разложить сложныя колебанія геофизическихъ элементовъ на составныя колебанія. Такъ, напримѣръ, двойное суточное колебаніе барометра удалось разложить на колебанія: суточное, полусуточное и т. д. Не менѣе важно примѣненіе гармоническаго анализа къ изученію явленій прилива и отлива.

На помощь разрабатывателю явился *графическій методъ* съ его разнообразными построеніями. Благодаря этому методу установлена связь между отдѣльными метеорологическими факторами.

Указанные до сихъ поръ методы принадлежатъ *примитивной* ступени метеорологіи. Они создали *статику* науки. Съ начала 60-хъ годовъ истекшаго столѣтія начинается *одновременное* изученіе атмосферы и на этомъ фундаментѣ строится *синоптическая метеорологія*. Синоптическій методъ далъ начало современному ученію о вихревыхъ движеніяхъ атмосферы, циклонахъ и антициклонахъ, и положилъ прочныя основы *предсказанію погоды для ближайшаго будущаго*. Синоптическій методъ, въ настоящее время, далеко еще не исчерпанъ и не достигъ своего крайняго развитія. Необходимо распространить его на возможно большій кругъ явленій, охватить имъ *весь* земной шаръ, включить въ сферу одновременныхъ наблюденій болѣе высокіе слои атмосферы, а также явленія, которыя до настоящаго времени стоятъ почти особнякомъ, т. е. явленія магнитныя, электрическія и эндогенныя. И теперь уже подмѣчены факты, намекающіе на связь, существующую между явленіями,

происходящими въ удаленныхъ другъ отъ друга мѣстностяхъ, напримѣръ, связь между развитіемъ юго-восточнаго пассата и обиліемъ осадковъ Индіи. Открытіе этихъ общихъ законовъ дастъ вѣрный ключъ къ рѣшенію вопроса о предсказаніи погоды за долгій срокъ.

Разрабатывая наблюденія, мы наталкиваемся на мелкія уклоненія, отступленія, которыя при бѣгломъ обозрѣніи можно приписать ошибкамъ наблюденій. При ближайшемъ же изслѣдованіи мы убѣждаемся въ реальности этихъ уклоненій. Это, своего рода, *остаточныя* явленія. По мѣрѣ расширенія наблюденій, по мѣрѣ усовершенствованія методовъ измѣренія, эти уклоненія, эти *аномаліи* соединяются въ особыя группы, расположенныя тоже въ извѣстной законности. Таковы аномаліи тяжести, аномаліи магнитныя, образующія какъ бы особыя области въ общемъ организмѣ земного шара. Онѣ связаны съ характерными особенностями въ строеніи нашей планеты (избытокъ или дефектъ массъ, дислокаціи) или являются отраженіемъ внѣшнихъ космическихъ воздѣйствій, какъ напримѣръ, магнитныя бури и дѣятельность на солнцѣ. Отсюда одинъ только шагъ къ тому, чтобы перейти къ изученію *космическихъ воздѣйствій* на жизнь нашей планеты (космическая метеорологія).

Но, если жизнь нашей планеты можно уподобить жизни одного общаго организма, то невозможно довольствоваться однимъ только *эмпирическимъ* его изученіемъ. Необходимо, съ одной стороны, возможно строже изучать *физическую сторону* отдѣльныхъ явленій теллурической жизни, а съ другой стороны, — обобщать добытые результаты созданіемъ ихъ *теорій*. Въ настоящее время мы далеки отъ созданія общей теоріи жизни земного шара во всей ея совокупности. Это дѣло будущаго. Но *физическое изученіе* отдѣльныхъ явленій сдѣлало уже громадные успѣхи. Напримѣръ, чисто физическій методъ, съ его экспериментальными пріемами, далъ возможность поставить на прочную научную почву современное ученіе о земномъ электричествѣ. *Опытъ* въ метеорологіи дѣлается столь же необходимымъ, какъ и въ физикѣ. Лабораторное *воспроизведеніе* въ маломъ видѣ нѣкоторыхъ явленій природы даетъ вѣрный путь для ихъ объясненія (молнія, образованіе градинъ, образованіе группы оптическихъ явленій).

Когда въ наукѣ прочно устанавливаются законы явленій, тогда на помощь изслѣдователю является *математическій анализъ* съ его далеко вглубь проникающей логикой. Въ метеорологіи цѣлыя группы явленій уже облечены въ аналитическія формы: оптическія и магнитныя явленія, движеніе тепла въ земной корѣ, морскія теченія, приливы и отливы, движенія, происходящія внутри циклоновъ и другія. Анализъ дѣлается обычнымъ орудіемъ метеорологіи.

Итакъ, обычными методами современнаго метеоролога являются наблюденіе, разработка, графическія построенія, опытъ, лабораторное

воспроизведеніе въ маломъ видѣ естественныхъ явленій, анализъ, короче говоря, метеорологъ работаетъ по тому же плану, по которому ведетъ свои изслѣдованія чистый физикъ. Метеорологія перестаетъ быть наукой наблюдательной въ узкомъ смыслѣ этого слова и переходитъ въ *геофизику*. Изъ сказаннаго видно, какъ огромны задачи геофизики, какъ широки горизонты этой науки въ будущемъ, какъ велики и разнообразны темы для геофизическихъ изслѣдованій.

Прибавимъ къ этому, что въ области метеорологіи остаются цѣлыя группы явленій, почти вовсе нетронутыхъ научной разработкой. Напримѣръ, почти ничего еще не сдѣлано въ области метеорологической акустики, не изслѣдована даже звуковая прозрачность воздуха, а между тѣмъ акустическія явленія въ атмосферѣ должны быть столь же сложны и разнообразны, какъ и явленія оптическія. Загадочное явленіе мистпуфа (отдаленнаго глухого гула) остается невыясненнымъ.

Въ недавнее время явились даже попытки *воздѣйствія человѣка на природу* (искусственное вызываніе дождя, разсѣяніе грозовыхъ тучъ при посредствѣ канонады). Но эти попытки не увѣнчались успѣхомъ вслѣдствіе ихъ преждевременности.

При современномъ состояніи науки самое понятіе *о климатѣ* должно претерпѣть значительное измѣненіе въ смыслѣ его расширенія. Еще недавно понятіе о климатѣ слагалось изъ простѣйшихъ элементовъ: температура, давленіе воздуха, влажность, вѣтеръ. Сообразно съ этимъ, такой же простотой и, можно сказать, наивностью отличались изысканія о вліяніи климата на растительную культуру и, въ частности, на урожаи, а также на заболѣваемость и смертность. Обыкновенно ограничивались сопоставленіемъ урожайности, заболѣваемости, смертности съ однимъ какимъ-либо элементомъ, чаще всего съ количествомъ осадковъ или температурой. Неудивительно, что результаты получались крайне разнорѣчивые. Да иначе и быть не могло. Вѣдь растенія и животныя находятся непрерывно подъ совмѣстнымъ воздѣйствіемъ множества, весьма сложныхъ и тонкихъ, факторовъ. Въ дѣйствительности, понятіе о климатѣ есть понятіе въ высшей степени сложное. Общій климатъ страны есть сумма, такъ сказать, частныхъ климатовъ: теплового, гигрометрическаго, фотохимическаго, электрическаго, радіоактивнаго. Ко всему этому нужно прибавить вліяніе пылевой и бактеріальной атмосферы. Какой длинный рядъ темъ для чисто-физическихъ изслѣдованій, а также для біологическихъ и физіологическихъ изысканій о вліяніи каждаго изъ этихъ климатовъ на жизнедѣятельность животныхъ и растительныхъ организмовъ! Сопоставленіе сложной біологической жизни съ однимъ какимъ-либо изъ указанныхъ факторовъ не можетъ дать прочныхъ результатовъ.

Закончу эту главу указаніемъ тѣхъ вопросовъ, которые въ настоящее время особенно нуждаются, по моему мнѣнію, въ разработкѣ и провѣркѣ.

1) Сравнительное изслѣдованіе электрическихъ коллекторовъ различныхъ системъ.

2) Роль процессовъ распыленія въ электрометеорологіи (песчаная пыль, распыленіе воды и растворовъ, водопады, прибой, дымъ, туманъ, артезіанскіе колодцы). Напряженіе электрическаго поля и іонизація въ массѣ тумана и пыли.

3) Радіоактивность различныхъ веществъ (между прочимъ, живыхъ растеній).

4) Образованіе и паденіе капель (величина, скорость, сліяніе и ростъ) въ электрическомъ и магнитномъ полѣ, а также при обыкновенныхъ условіяхъ. Образованіе капель изъ эмбріональныхъ элементовъ тумана.

5) Экспериментально-критическое обозрѣніе методовъ опредѣленія влажности.

6) Кристаллизація воды. Обозрѣніе теорій града. Искусственныя градины.

7) Роль пыли и іоновъ при образованіи тумана; вліяніе электрическаго и магнитнаго поля.

8) Прозрачность воздуха для лучей различной преломляемости.

9) Пересмотръ вопроса о переносѣ электричества парами. Электричество при испареніи и сгущеніи паровъ.

10) Разсѣяніе и іонизація въ связи съ напряженіемъ солнечной радіаціи и состояніемъ атмосферы. Суточный и годовой ходъ.

11) Электрическое состояніе осадковъ въ связи съ состояніемъ электрическаго поля и условіями атмосферы.

12) Детальное и разностороннее изученіе отдѣльныхъ грозъ.

13) Изученіе ночного лучеиспусканія въ абсолютныхъ единицахъ.

14) Электрокультуры.

15) Условія образованія росы и инея.

16) Звуковая прозрачность воздуха.

17) Полное оптическое изученіе небеснаго свода (поляризація, нейтральные пункты, голубой цвѣтъ неба, яркость дневного освѣщенія, субъективная оцѣнка положеній на сводѣ).

18) Полное химическое изслѣдованіе осадковъ (верхнихъ и нижнихъ).

19) Детальныя актинометрическія опредѣленія и опредѣленіе коэффиціента полезнаго дѣйствія инсоляторовъ.

20) Осадки, ливни, бури и грозы юго-запада Россіи и ихъ зависимость отъ общихъ движеній атмосферы.

21) Современное состояніе вопроса о земныхъ токахъ. Связь съ явленіями земного магнетизма.

22) Состояніе наблюдательной электрометеорологіи. Электрометеорологія съ точки зрѣнія новѣйшихъ изслѣдованій.

23) Вопросъ о громоотводахъ. Электропроводность различныхъ сортовъ деревьевъ.

24) Изслѣдованіе одесской магнитной аномаліи.

25) Опредѣленіе напряженія силы тяжести, особенно въ области магнитныхъ аномалій (Кривой Рогъ).

26) Актинометрическія и метеорологическія наблюденія на Чатырдагѣ и Ай-Петри и опредѣленіе солнечной постоянной.

27) Спеціальное физическое изученіе одесской бухты.

28) Суточныя амплитуды магнитныхъ элементовъ въ области крупныхъ аномалій. Устойчивость магнитныхъ аномалій въ пространствѣ и времени.

29) Термодинамика атмосферы въ связи съ полной разработкой результатовъ воздушныхъ поднятій.

30) Изученіе постепеннаго измѣненія направленія и силы вѣтра, по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, изъ наблюденій надъ движеніемъ обыкновенныхъ шаровъ, а также небольшихъ свободныхъ шаровъ. Вертикальныя теченія въ атмосферѣ.

31) Одновременное изученіе измѣненій электрическаго поля атмосферы въ двухъ-трехъ *сосѣднихъ* мѣстахъ.

32) Одновременное опредѣленіе разсѣянія какъ положительнаго, такъ и отрицательнаго электричества въ двухъ-трехъ *сосѣднихъ* мѣстахъ.

33) Разсѣяніе электричества въ жилыхъ помѣщеніяхъ и подъ чащей деревьевъ.

34) Изоляціонныя свойства различныхъ изоляторовъ.

35) Повѣрка метода предсказаній погоды Гильбера.

36) Наблюденія на шарѣ (электрическое поле, разсѣяніе, пыль, дальность звука и пр.).

37) Наэлектризована ли пыль, суспендированная въ атмосферѣ?

38) Изучить *непрерывныя* измѣненія температуры и влажности воздуха вблизи земной поверхности до высоты нѣсколькихъ десятковъ метровъ въ ясные, спокойные дни и ночи.

39) Электрическое поле, разсѣяніе и количество пыли посреди открытаго моря.

40) Механизмъ грозообразованія въ его деталяхъ съ точки зрѣнія іонной теоріи.

XXV.

Серія метеорологическихъ, электрометрическихъ и магнитныхъ наблюденій.

Въ отдѣльныхъ главахъ настоящаго курса изложены методы опредѣленія различныхъ метеорологическихъ, электрометрическихъ и магнитныхъ элементовъ. Естественнымъ дополненіемъ къ этимъ главамъ является нижеслѣдующая серія *дѣйствительныхъ* наблюденій съ поясненіемъ физическаго смысла отдѣльныхъ результатовъ. Метеорологическіе отчеты сдѣланы въ 1 ч. пд. 1-го іюля (новаго стиля) 1909 года; подъемъ змѣевъ начался въ 2 ч. пд. и продолжался до 6 ч. пд. того же дня; магнитныя опредѣленія произведены 2-го іюля между 6 ч. пн. и 1 ч. пд.

Мѣсто наблюденій — Одесса, магнито-метеорологическая обсерваторія Императорскаго Новороссійскаго университета. Наблюдали: М. А. Аганинъ, А. В. Игнатьевъ, В. Н. Оболенскій, И. Я. Точидловскій.

Астрономическія координаты обсерваторіи:

широта . . . . = 46° 26′ 25″
долгота къ востоку отъ Гринвича = 30° 46′ 24″
высота надъ уровнемъ моря . . = 42.8 метра.

A) Метеорологическія и электрометрическія опредѣленія.

Элементы.	Приборъ.	Показанія.	Физическій смыслъ полученныхъ результатовъ.
1. Атмосферное давленіе.	Чашечный барометръ	751.9 *мм*	
2. Температура воздуха.	термометры, помѣщенные въ нормальной будкѣ Вильда.	22.0° *C*	
3. Абсолютная влажность.		15.3 *мм*	
4. Относительная влажность.		78%	
5. Максимумъ температуры воздуха за время отъ 9 ч. пд. 30 іюня по 9 ч. пд. 1 іюля.		22.5° *C*	
6. Минимумъ температуры воздуха за то же время.		15.4° *C*	
7. Направленіе вѣтра.	Анемо-румбо-графъ Тимченко.	*SSW*	
8. Скорость вѣтра.		7.5 *м/сек*	

9. Облачность.	—	0 *Cu*	Кучевыя облака (*Cu*) находились у самаго горизонта и не покрывали даже 1/20 всего видимаго небеснаго свода.
10. Температура на поверхности почвы, покрытой травой.	Почвенные термометры первой серіи.	43.9°*C*	
11. Максимумъ температуры на поверхности почвы, покрытой травой, за время отъ 9 ч. пд. 30 іюня до 9 ч. пд. 1 іюля.		46.0°*C*	
12. Минимумъ температуры на поверхности почвы, покрытой травой, за то же время.		16.2°*C*	
13. Температура почвы подъ растительнымъ покровомъ на глубинѣ 0.1 *м*		25.1°*C*	
14. » 0.2 »		21.8°*C*	
15. » 0.4 »		19.7°*C*	
16. » 0.8 »		17.5°*C*	
17. » 1.6 »		14.5°*C*	
18. » 2.0 »		13.2°*C*	
19. » 2.5 »		11.7°*C*	
20. » 3.2 »		10 6°*C*	
21. Температура на поверхности оголенной почвы.	Почвенные термометры второй серіи.	38.6°*C*	
22. Максимумъ температуры на поверхности оголенной почвы за время отъ 9 ч. пд. 30 іюня по 9 ч. пд. 1 іюля.		39.9°*C*	
23. Минимумъ температуры на поверхности оголенной почвы за то же время.		18.0°*C*	
24. Температура почвы подъ оголенной поверхностью на глубинѣ 0.4 *м*		23.8°*C*	
25. » 0.8 »		18.9°*C*	
26. » 1.6 »		15.8°*C*	
27. » 3.2 »		11.2°*C*	
28. Количество дождя, выпавшаго 30 іюня (отъ 7 ч. пн. 30 іюня до 7 ч. пн. 1 іюля).	Дождемѣръ съ защитой Нифера.	4.7 *мм*	Если бы вода не просачивалась въ землю, то она покрыла бы почву слоемъ, толщиною въ 4.7 *мм*.

29. Роса и туманъ.	—	—	Ночью съ 30 іюня на 1 іюля была обильная роса, а къ восходу солнца образовался туманъ, вскорѣ исчезнувшій.
30. Напряженіе солнечной радіаціи.	Актинометръ Крова.	1.162 $\frac{\text{мал. кал.}}{\text{мин. см.}^2}$	Призматическій пучекъ солнечныхъ лучей съ поперечнымъ сѣченіемъ въ 1 *кв см* доставляетъ ежеминутно количество энергіи, равное 1.162 малой калоріи
31. Число часовъ, въ продолженіе которыхъ свѣтило солнце 1 іюля.	Геліографъ Величко.	13. 9 часовъ	
32. Поляризація неба въ точкѣ, находящейся на одномъ вертикальномъ кругѣ съ солнцемъ и отстоящей отъ него на 90°	Фотополяриметръ Корню.		Изъ 100 красныхъ лучей, попадавшихъ отъ изслѣдуемой точки неба въ глазъ наблюдателя, 55.2 луча оказались поляризованными.
a) для красныхъ лучей.		55.2%	
b) для синихъ лучей.		62.4%	Изъ 100 синихъ лучей поляризованными были 62.4 луча.
33. Волненіе моря.	—	умѣренное.	Волна довольно высокая, но барашковъ не видно.
34. Температура морской воды въ береговой полосѣ.		19.9° *C*	
35. Удѣльный вѣсъ воды $\left(S\frac{17.5}{17.5}\right)$.	Ареометръ съ постояннымъ вѣсомъ Кюхлера № 3348.	1.01120	За единицу плотности приняли плотность дистиллированной воды при 17.5°, и плотность приведена также къ 17.5°.
36. Содержаніе хлора въ граммахъ на литръ воды.	Опредѣленіе произведено по способу Volhard'a.	8.44 *г*	
37. Потенціалъ, записанный электрографомъ Бенндорфа.	Водяной коллекторъ и электрографъ Бенндорфа.	72 вольта.	Коллекторъ выдвинутъ изъ окна верхняго этажа обсерваторіи. Точка распыленія струи воды находилась на высотѣ 9 5 метровъ надъ поверхностью земли и на разстояніи 1.2 метра отъ стѣны. Изопотенціальная поверхность, проходившая чрезъ точку распыленія струи, имѣла потенціалъ, равный 72 вол.
38. Электрическій градіентъ $\frac{dV}{dh}$ у земной поверхности.	Переносный коллекторъ со свѣчою Экснера и электроскопъ съ аллюминіевыми ли-	158 $\frac{\text{вольтъ}}{\text{метръ}}$ или 5.27×10^{-3} эл - стат. един.	Вблизи поверхности земли потенціалъ съ поднятіемъ вверхъ на 1 метръ увеличивается на 158 вольтъ. Если представимъ себѣ единицу положительнаго электричества недалеко

	сточками. Опредѣленіе произведено на открытой полянѣ, находящейся за оградой обсерваторіи.		отъ поверхности земли, то она будетъ притягиваться къ землѣ съ силою, равною 5.27×10^{-3} дины.
39. Редукціонный множитель.	—	2.2	Для того, чтобы найти электрическій ґрадіентъ, необходимо помножить показаніе электрографа Бенндорфа на 2.2.
40. Коэффиціенты разсѣянія положительнаго заряда a_+. отрицательнаго заряда a_-.	Приборъ разсѣянія Эльстера и Гейтеля съ защитнымъ цилиндромъ. Наблюденіе произведено на открытой полянѣ.	2.05% 2.82%	Положительно заряженный кондукторъ, тщательно изолированный и помѣщенный въ свободной атмосферѣ, теряетъ въ одну минуту 2.05% своего заряда; для отрицательно заряженнаго проводника эта потеря равна 2.82%.
41. Отношеніе коэффиціентовъ разсѣянія $q = \frac{a_-}{a_+}$.		1.38	
42. Сумма зарядовъ всѣхъ положительныхъ іоновъ, находящихся въ 1 *кб м* воздуха.	Счетчикъ іоновъ Эберта. Наблюденіе произведено на открытой полянѣ.	0.290 эл.-ст. ед.	
43. Соотвѣтственная величина для отрицательныхъ іоновъ.		0.205 эл.-ст. ед.	
44. Число положительныхъ іоновъ, содержащихся въ 1 *кб см* воздуха n_+.	—	853	Числа іоновъ, содержащихся въ 1 *кб см* воздуха, выведены изъ чиселъ §§ 42 и 43 въ предположеніи, что зарядъ одного іона равенъ 3.4×10^{-10} эл.-ст. ед.
45. Соотвѣтственное число для отрицательныхъ іоновъ n_-.	—	603	
46. Свободный зарядъ ϱ, содержащійся въ 1 *кб м* воздуха.	—	$+0.085$ эл.-ст. ед.	
47. Измѣненіе электрическаго градіента по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, т. е. величина $\frac{d^2V}{dh^2}$.	—	-1.07×10^{-6} эл.-ст. един. или $-3.21\ \frac{\text{вольтъ}}{\text{метръ}^2}$	По мѣрѣ поднятія вверхъ вблизи земной поверхности электрическій градіентъ падаетъ на каждый метръ на $3.21\ \frac{\text{вольтъ}}{\text{метръ}}$. Это паденіе градіента вычислено по формулѣ Пуассона $\frac{d^2V}{dh^2} = -4\pi\varrho$.

48. Удѣльныя проводимости воздуха, обусловленныя положительными іонами λ_+.	Приборъ Гердьена. Наблюденіе произведено на открытой полянѣ.	1.232×10^{-4} эл.-ст. един.	Число 1.232×10^{-4} эл.-ст. ед. выражаетъ собою зарядъ, который проносили бы положительные іоны атмосферы чрезъ площадку въ квадратный сантиметръ, расположенную нормально къ электрическимъ силамъ, если бы электрическій градіентъ равнялся одной эл-ст. ед. Аналогичный смыслъ имѣетъ число 1.182×10^{-4} эл. ст. ед.
отрицательными іонами λ_-.		1.182×10^{-4} эл.-ст. един.	
49. Удѣльная проводимость воздуха λ.	—	2.414×10^{-4} эл.-ст. ед.	Величина λ есть сумма $\lambda_+ + \lambda_-$ и представляетъ собою плотность электрическаго тока въ атмосферѣ, при электрическомъ градіентѣ, равномъ одной эл.-ст. ед.
50. Плотность вертикальнаго тока p въ атмосферѣ, обусловленнаго электрическимъ полемъ земли въ іонизированномъ воздухѣ.	—	1.272×10^{-6} эл.-ст. един. или 4.24×10^{-16} $\frac{\text{ампер.}}{\text{сант.}^2}$	Плотность тока p вычислена по формулѣ $p = \lambda \frac{dV}{dh}$. p представляетъ собою ариѳметическую сумму зарядовъ, проносимыхъ, благодаря дѣйствію электрическаго поля земли, положительными и отрицательными іонами въ одну секунду чрезъ горизонтально расположенную площадку въ 1 *кв см* сѣченіемъ.
51. Удѣльная скорость іоновъ положительныхъ v_+.	—	425 эл.-ст. ед. или $1.42 \frac{\text{сант.}^2}{\text{сек. вольт.}}$	Положительный іонъ, находящійся въ воздухѣ, движется со скоростью 1.42 *см* въ секунду подъ дѣйствіемъ электрическаго поля, градіентъ котораго равенъ $1 \frac{\text{вольтъ}}{\text{сант}}$.
отрицательныхъ v_-.		577 эл.-ст. ед. или $1.92 \frac{\text{сант.}^2}{\text{сек. вольт.}}$	Аналогичный смыслъ имѣетъ число v_- для отрицательныхъ іоновъ. Числа v_+ и v_- вычислены на основаніи формулъ $\lambda_+ = \varepsilon n_+ v_+$ и $\lambda_- = \varepsilon n_- v_-$, гдѣ ε есть зарядъ одного іона.
52. 8-го іюля въ 1 ч. пд. опредѣлено число пылинокъ въ 1 *кб см.*	Пылемѣръ Айткена.	8800	Прим. Вѣтеръ южный (съ моря) со скоростью 8 *м/сек.*

B) Магнитные элементы, опредѣленные 2 Іюля 1909 г.

53. Склоненіе δ въ 6 ч. 20 м. пн.	Деклинаторъ Гамбея.	3°39′49″ W	Ось магнитной стрѣлки, подвѣшенной горизонтально на коконовой нити, составляетъ съ астрономическимъ меридіаномъ уголъ 3°39′49″, причемъ сѣверный конецъ стрѣлки отклоненъ къ западу.
54. Наклоненіе *i* въ 0 ч. 22 м. пд.	Индукціонный инклинаторъ Вильда-Фрейберга	62°20′52″	Линіи магнитной силы земли составляютъ уголъ 62°20′52″ съ горизонтальною плоскостью.
55. Горизонтальная слагающая *H* силы земного магнетизма въ 10 ч. 49 м. пд.	Однонитный теодолитъ Вильда-Фрейберга.	0.21732 абсол. един. или 2.1732 гаусс. единицъ.	
56. Вертикальная слагающая *V* силы земного магнетизма въ 11 ч. 36 м. пд.	—	0.41477 абсол. един. или 4.1477 гаусс. единицъ.	Величина *V* вычислена по формулѣ $V = H tg i$.
57. Полное напряженіе *I* силы земного магнетизма въ 11 ч. 36 м. пд.	—	0.46826 абсол. един. или 4.6826 гаусс. единицъ.	Величина *I* вычислена по формулѣ $I = H sc i$. Если помѣстить въ магнитномъ полѣ земли единицу положительной магнитной массы, то на нее, со стороны земли, будетъ дѣйствовать сила, равная 0.46826 дины, при чемъ горизонтальная слагающая этой силы, равная 0.21732 дины, направлена въ ту сторону, куда указываетъ сѣверный конецъ стрѣлки компаса, а вертикальная слагающая, равная 0.41477 дины, направлена къ поверхности земли.

С) Подъемъ на змѣяхъ метеорографа Кузнецова № 28272 1 іюля 1909 г.

	На Маломъ Фонтанѣ 43 м. надъ ур. моря.				НА ВЫСОТѢ					
	Температура по С.	Относительн. влажн. въ %	Вѣтеръ: Направл.	Вѣтеръ: Скор. въ м	Давленіе въ мм	Высота подъема въ м	Температура по С	Температурный градіентъ Δt/100 м	Относительн. влажн. въ %	Направленіе вѣтра
2 ч. 00 м. пд.	21.7°	77	SSW	8	751.7	43	21.7	»	77	SSW
27 м.	21.4	74	SSW	8	737	220	18.0	2.09	68	SW
3 ч. 00 м.	20.8	82	»	—	727	340	18.2	—0.17	56	»
15 м.	20.8	81	SSW	7	719	430	17.6	0.66	57	SW
32 м.	20.9	80	»	»	712	520	17.3	0.33	55	»
4 ч. 00 м.	21.2	78	SSW	7	703	630	16.7	0.55	56	SW
31 м.	21.2	80	»	»	690	790	15.5	0.75	56	»
45 м.	21.0	80	SSW	7	681	**900**	14.5	0.91	57	SW
5 ч. 10 м.	20.8	82	»	»	704	610	16.9	0.83	57	»
26 м.	20.3	84	SSW	6	712	510	16.7	—0.20	61	SSW
45 м.	20.3	83	»	»	720	420	16.4	—0.33	78	»
59 м.	20.1	81	SSW	6	723	380	16.8	»	69	SSW
6 ч. 5 м.	20.1	80	SSW	6	734	250	17.0	0.35	90	SSW

Было запущено 6 змѣевъ; общая площадь ихъ = 15 *кв м*
Проволоки было выпущено 2500 метровъ.
Облачность 0, *Fr Cu* ⨀.
Уголъ прибора 18 — 26°. Тяга 12 — 27 *кір*.

XXVI.

Литературныя указанія.

Общіе курсы метеорологіи:

Kämtz. *Lehrbuch der Meteorologie*. In drei Bänden. Halle. 1832.

Schmid. *Lehrbuch der Meteorologie*. Leipzig. 1860. Въ этомъ курсѣ можно найти указаніе литературы старыхъ работъ.

Günther. *Handbuch der Geophysik*. Zwei Bände. Stuttgart. 1899. Въ этой книгѣ собрана обширнѣйшая литература геофизики до 1897 года включительно. Дальнѣйшія литературныя указанія слѣдуетъ искать въ «Fortschritte der Physik».

Angot. *Traité élémentaire de Météorologie*. Paris. 1907. Общедоступный курсъ.

Hann. *Lehrbuch der Meteorologie*. Leipzig. 1906.

Воейковъ. *Метеорологія*. Въ четырехъ частяхъ. Спб. 1903—1904.

Клоссовскій. *Метеорологія*. Ч. I. Одесса. 1908.

Воейковъ. *Климаты земного шара*. Спб. 1884.

Hann. *Handbuch der Klimatologie*. Stuttgart. 1877. Въ 1907 году вышелъ 1-ый томъ 2-го изданія.

Arrhenius. *Lehrbuch der kosmischen Physik*, I—II Theile. Leipzig. 1903.

Neumayer. *Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen*. Hannover. 1906.

Meyer. *Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie*. Berlin. 1891.

Общіе метеорологическіе журналы:

Метеорологическій Вѣстникъ, издаваемый И. Р. Г. Общ. Спб.

Wild's *Repertorium*. Томы 1—17.

Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Wien. 1868—1884.

Meteorologische Zeitschrift съ 1884 года. Braunschweig.

Aus dem Archiv der deutschen Seewarte. Hamburg.

Annales du Bureau Météorologique Central de France. Paris.

Annales de l'observatoire de Montsouris. Paris.

Annuaire de la Société Météorologique de France. Paris.

Monthly Weather Review. Washington.

Annali dell'Ufficio Centrale Meteorologico e Geodinamico Italiano. Roma.

Ciel et Terre. Bruxelles.

Das Wetter. Оба послѣдніе журнала имѣютъ общедоступный характеръ.

Отдѣльныя статьи по метеорологіи въ журналахъ:

Записки по Гидрографіи, издаваемыя Главнымъ Гидрографическимъ Управленіемъ. Спб.

Землевѣдѣніе, издаваемое подъ редакціей Д. М. Анучина. Москва.

Извѣстія И. Р. Г. Общества. Спб.

Записки И. Р. Г. Общества. Спб.

Морской Сборникъ. Спб.

Журналъ И. Р. Физико-Химическаго Общества. Спб.

Petermann's Geographische Mitteilungen. Gotha

Verhandlungen der 1—16 Geographentage. Berlin. (Доклады по различнымъ вопросамъ геофизики).

Wagner. *Geographisches Jahrbuch* (ежегодные обзоры успѣховъ географіи).

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris.

Journal de physique. Paris.

Archives des sciences physiques et naturelles. Génève.

Sitzungsberichte der Berlinen, Wienen und Bayerischen Akademie der Wissenschaften.

Physikalische Zeitschrift, redigirt von Riecke. Berlin.

Annalen der Physik und Chemie. Berlin.

Jahrbuch der Radioaktivität. Berlin.

Elektrotechnische Zeitschrift. Berlin.

Transactions of the Royal Society. London.

Спеціальные метеорологическіе журналы:

Terrestrial Magnetism and atmospheric Electricity. Baltimore.

Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Berlin.

Beiträge zur Geophysik, red. von Gerland. Leipzig. (Главнымъ образомъ, по сейсмологіи).

Zeitschrift für Gletscherkunde, herausg. von E. Brückner. Wien.

Bulletin of the Mount Weather Observatory under the direction of Willis L. Moore.

Veröffentlichungen der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Strassburg.

Ergebnisse der Arbeiten des Kön. Preussischen Aëronautischen Observatoriums bei Lindenberg. Berlin.

Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. Berlin.

Zeitschrift für Gewässerkunde, herausgegeben von Dr. Gravelius.

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. I—XXV.

Справочныя книги и таблицы:

Landolt-Börnstein-Meyerhoffer. *Physikalisch - Chemische Tabellen*. Dritte Auflage. Berlin. 1905.

Tables météorologiques internationales. Paris. 1890.

Rapports des conférences internationales. Отчеты международныхъ метеорологическихъ конференцій, собирающихся, время отъ времени, въ различныхъ городахъ Европы.

Ежемѣсячный бюллетень Главной Физической Обсерваторіи. Спб.

Ежедневный бюллетень Главной Физической Обсерваторіи (ежедневныя синоптическія карты). Спб.

Berghaus. *Physikalischer Atlas*. Berlin.

Климатологическій атласъ, изд. Главной Физической Обсерваторіей. Спб. 1900.

Hellmann. *Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus*. Berlin. 1893 — 1899, №№ 1 — 12. (Оригиналы классическихъ мемуаровъ Паскаля, Галлея, Вильке, Ганстена, Гадлея, Торричелли, Франклина, Далибара, Лемонье и др.).

Библіографическія указанія:

Гейнцъ. *Библіографія метеорологіи*. Метеоролог. Вѣстникъ. 1906. № 11.

Указатель русской литературы по математикѣ и естественнымъ наукамъ. Кіевъ.

Fortschritte der Physik (3-te Abtheilung). Berlin.

Naturwissenschaftliche Rundschau. Braunschweig.

Спеціальная литература по отдѣльнымъ главамъ настоящей книги*):

Статическая метеорологія. Главы I — XIV.

Клоссовскій*. *Метеорологія*. Ч. I. Одесса. 1908. Въ этой книгѣ даны подробныя литературныя указанія, относящіяся къ I—XIV главамъ настоящаго курса. Необходимо только указать еще на слѣдующую работу. Въ послѣднее время опубликованы новыя изслѣдованія по вопросу о солнечной инсоляціи. Изслѣдованія эти напечатаны въ «*Annals of the astrophysical Observatory of the Smithsonian Institution*». Vol. II. Washington. 1908. (Подробный рефератъ въ «*Meteorologische Zeitschrift*». 1909. S. 120). На основаніи этой работы солнечная постоянная не превышаетъ 2.1 граммокалоріи.

---

*) Сочиненія, изученіе которыхъ не требуетъ знанія высшаго анализа, отмѣчены звѣздочками.

Динамика атмосферы. Главы XV—XIX.

Sprung. *Lehrbuch der Meteorologie*. Hamburg. 1885. (Основы динамической метеорологіи).

Svorykine. *Le mouvement sur la surface de la terre sous l'action de la seule force d'attraction terrestre*. Moscou. 1882.

Finger. *Ueber den Einfluss der Erdrotation* auf parallel zur sphäroidischen Erdoberfläche in beliebigen Bahnen vor sich gehende Bewegungen insbesondere auf die Strömungen der Flüsse und Winde. Sitzungsb. Wiener Ak. d. Wiss. II-te Abth. 1877.

Hildebrand-Hildebrandsson et Teisserenc de Bort*. *Les bases de la météorologie dynamique*. Paris. 1898—1904.

Guldberg et Mohn. *Études sur les mouvements de l'atmosphère*. Christiania. 1876. (Подробный рефератъ см. «*Zeitschrift für Meteorologie*». 1877. *SS*. 48, 177, 257 и 273).

Brillouin. *Mémoires sur l'atmosphère*. Paris. 1900. Въ этой книгѣ приведено краткое обозрѣніе наиболѣе важныхъ работъ по динамикѣ атмосферы Ферреля, Обербека, Сименса, Гельмгольца. Весьма капитальныя изслѣдованія Гельмгольца о движеніяхъ въ атмосферѣ напечатаны въ «*Sitzungsberichte Berliner Akademie*» за 1888, 1889 и 1890 годы, а работы Бецольда въ «*Meteor. Zeitschrift*» за тѣ же годы.

Schreiber. *Studien über Luftwogen*. Abhandlungen d. K. Sächs. Meteorol. Instituts. 1898. 3 Heft.

Schreiber*. *Die wichtigsten Hülfsmittel zur Bestimmung des Windstärke*. Abhandlungen des K. Meteorol. Sächs. Instituts. 1898. Heft II.

Marx*. *Ueber die Messung von Luftgeschwindigkeiten*. München. 1904. Въ этой книгѣ указана литература вопроса.

Dohrant*. *Anemometrische Konstanten*. Wild's Repertorium für Meteorologie.

Dechevrens*. *L'inclinaison du vent sur l'horizon*. Roma. 1906.

Supan*. *Statistik der unteren Luftströmungen*. Leipzig. 1881.

Клоссовскій*. *Новѣйшіе успѣхи метеорологіи*. I. Одновременная система наблюденій. Одесса. 1882.

Reye*. *Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen in der Erdatmosphäre*. Hannover. 1880.

Fischer*. *Die Hurricanes oder Drehstürme Westindiens*. Gotha. 1908.

Броуновъ*. *Поступательное движеніе циклоновъ и антициклоновъ*. Спб. 1882.

Броуновъ*. *Временные барометрическіе максимумы въ Европѣ*. Спб. 1886.

Hanzlik*. *Die Räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente in den Antizyklonen*. Wien. 1908.

Fischli*. *Das Verhalten der meteorologischen Elemente und Erscheinungen in der Verticalen*. Bern. 1908.

Hildebrand-Hildebrandsson*. *Rapport sur les observations internationales des nuages*. Upsala. 1903.

Поморцевъ*. *Очеркъ ученія о предсказаніи погоды*. Спб. 1889.

Van Bebber*. *Die Wettervorhersage*. Stuttgart. 1898.

Börnstein*. *Leitfaden der Wetterkunde*. Braunschweig. 1906.

Клоссовскій. *Разборъ способа предсказаній Демчинскаго*. Одесса. 1904.

Динамика океановъ. Глава XX.

Attlmayr, Köttstorfer, Luksch, Mayer, Salcher und Wolf. *Handbuch der Oceanographie*. Bd. I — II. Wien. 1883.

Boguslawski. *Handbuch der Oceanographie*. Bd. I — II. Stuttgart. 1887. (Новое изданіе 1907).

Richard*. *L'Océanographie*. Paris. 1907.

Toulet*. *Instruments et opérations d'océanographie pratique*. Paris. 1908.

*Handbuch der nautischen Instrumente**. Hydrographisches Amt der Admiralität. Berlin. 1882.

Zöppritz. *Hydrodynamische Probleme in Beziehung zur Theorie der Meeresströmungen*. Annalen der Physik und Chemie. III. 1878. *S.* 582; VI. 1879. *S.* 599.

Witte*. *Die Meeresströmungen*. Pless. 1878.

Fr. Nansen*. *Die Ursachen der Meeresströmungen*. Petermann's Mitt. 1905; а также «Записки по Гидрографіи». Вып. XVIII. 1897.

Ekmann. *Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen*. Annalen der Hydrographie. 1906. Heft IX und X.

Baschin*. *Die Wellen des Meeres*. Berlin. 1907.

Клоссовскій*. *Усмиряющее дѣйствіе масла на морскія волны*. Одесса. 1890.

Теорія приливовъ и отливовъ.

Laplace. *Traité de mécanique céleste*. Tome II. Livre IV. p. 171. Paris. 1829; Tome IV. Livre XIII. p. 145. Paris. 1805.

Lévy*. *Leçons sur la théorie des marées*. Paris. 1898.

Hatt*. *Explication élémentaire des marées*. Annuaire du Bureau des Longitudes pour l'an 1904 et 1905. Paris.

Гюльденъ*. *Краткое ученіе о приливо-отливномъ явленіи*. Записки по Гидрографіи. Спб. 1897. Стр. 37.

Müller*. *Elementare Theorie der Entstehung der Gezeiten*. Leipzig. 1906.

Corguillé. *Étude rationnelle des marées*. Paris. 1896.

Börgen. *Harmonische Analyse der Gezeitenbeobachtungen*. Annalen der Hydrographie. 1884. XII Jahrg.

Метеорологическая оптика. Глава XXI.

Pernter. *Meteorologische Optik.* Wien und Leipzig. 1902—1906. (Основной источникъ по метеорологической оптикѣ).

Bemporad*. *Ueber die Veränderung der Luftdurchsichtigkeit mit der Höhe und an der Erdoberfläche.* Archiv für Optik. 1908. S. 305.

Samec*. *Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien.* Sitzungsb. der K. Akademie der Wissensch. in Wien. Math.-Phys. Klasse. Bd. CXIV, Abt. II a. November 1905.

Schramm*. *Ueber die Verteilung des Lichtes in der Atmosphäre.* Kiel. 1901.

Michalke. *Untersuchungen über die Extinktion des Sonnenlichtes in der Atmosphäre.* Breslau. 1886.

Wiesner. *Ueber die Aenderung des diffusen Lichtes mit der Seehöhe.* Met. Zeitschr. 1906. S. 182.

Jenssen*. *Beiträge zur Photometrie des Himmels.* Kiel. 1898.

По вопросу **о примѣненіи спектроскопа*** см.:

1) *Zeitschrift für Luftschiffahrt.* 1893. S. 291; 1897. S. 314; 2) *Annalen der Physik und Chemie.* 1896. S. 171; 3) *Meteorologische Zeitschrift.* 1896. S. 376; 1905. S. 185; 4) *Photometrische und spektroskopische Beobachtungen* въ «Publikationen d. astrophysikal. Observatoriums zu Potsdam». VIII. S. 45; 5) *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre.* Bd. II. S. 135; 6) Cornu. *Sur les raies telluriques* qu'on observe dans le spectre solaire. Journal de l'École polytechnique. 1883. cah. 53. p. 175.

По вопросу **о голубомъ цвѣтѣ неба, радугѣ и вѣнцахъ:**

Работы Рэлея (Rayleigh) въ Phil. Magaz. (4). 41. 1871. p. 107, а также Phil. Mag. 1899.

Spring*. *Le bleu du ciel.* Actes de la Société Helvétique des sciences naturelles. 85-me section. Genève. 1902. p. 89, а также «Sur l'origine du bleu du ciel». Arch. d. sciences phys. et nat. 4 série. T. VII. 1899. p. 225.

Airy. *On the intensity of light in the Neighbourhood of a Caustic.* Transact. of the Philos. Soc. Cambridge. Bd. VI. p. 379. Переведено въ Poggend. Ann. Ergänzungsband. 1842. S. 232.

Pernter*. *Ein Versuch der richtigen Theorie des Regenbogens.* Eingang in die Mittelschule zu verschaffen. Wien. 1900.

Le Conte Stevens. *Theory of the rainbow.* Monthly Weather Review. 1906. April. p. 170.

Исаковъ*. *Голубой цвѣтъ неба и его причины.* Журналъ И. Р. Физ.-Хим. Общества. Спб. 1909. Вып. I. стр. 1 (въ этой статьѣ указана литература вопроса и элементарный выводъ Рэлея).

Moebius. *Zur Theorie des Regenbogens und ihrer experimentellen Prüfung.* Leipzig. 1907.

Оболенскій. *Теорія радуги и вѣнцовъ.* Послѣдняя страница «Метеорологическаго Обозрѣнія» и «Лѣтописей Метеорологической

обсерваторіи Новороссійскаго университета», изд. А. Клоссовскаго. Одесса. 1908.

E. Mascart. *Traité d'optique*. Paris. 1889. I. p. 382. 1893. III. p. 430.

Bravais*. *Mémoire sur les halos et les phénomènes optiques qui les accompagnent*. Journ. de l'École polyt. cah. XXX et XXXI.

Galle. *Ueber Höfe und Nebensonnen*. Pogg. Annalen. XLIX. 1.

Robel*. *Ueber Höfe und Nebensonnen*. Göttingen. 1872.

Moser. *Ueber einige optische Phänomene und Erklärung der Höfe und Ringe*. Pogg. Annal. XVI. 67.

Pernter*. *Die Berechnung der Grösse der Wolkenelemente aus meteorologisch-optischen Erscheinungen*. Meteor. Zeitschr. 1906. Hann-Band. S. 378.

Cornu. *Halos*. Compt. Rend. 4 mars 1899.

Exner. *Ueber die Scintillation*. Wien. 1891.

По вопросу о миражахъ и явленіи сумерекъ:

Tait. *Trans. of the Royal Soc. of Edinb.* 30. 1883, а также статья въ Journal de physique. 3 série. T. II. Juillet. 1893.

Kissling*. *Dämmerungserscheinungen im Jahre 1883*. Hamburg. 1885.

Mohn*. *Studien über die Dämmerung*. Meteorologische Zeitschrift. 1906. Hann-Band. *S*. 1.

Описаніе большого ціанометра и прибора для изученія прозрачности воздуха см. *Annuaire de l'Observatoire de Montsouris* pour l'an 1877. pp. 313—324, а также *Oeuvres de* François Arago. Mémoires scientifiques. T. I. Paris. 1858.

Jenssen*. *Die gegenwärtigen Probleme und Aufgaben, welche mit dem Studium der atmosphärischen Polarisation verknüpft sind*. Kiel. 1908.

Искусственное воспроизведеніе оптическихъ явленій см. *Comptes Rend*. T. 108. 1889. pp. 427 и 1043 (ст. Корню). Кисслингъ, а также Met. Z. Bd. 20. S. 57.

Земной магнетизмъ. Гл. XXII.

Lamont. *Handbuch des Erdmagnetismus*. Berlin. 1849. (Основной источникъ).

Mascart. *Traité du magnétisme terrestre*. Paris. 1900.

Поморцевъ. *Абсолютныя опредѣленія элементовъ земного магнетизма*. Спб. 1900.

Liznar. *Anleitung zur Messung und Berechnung der Elemente des Erdmagnetismus*. Wien. 1883.

Косоноговъ. *Атмосферное электричество и земной магнетизмъ*. Кіевъ. 1898.

Kreil*. *Anleitung zu den magnetischen Beobachtungen*. Wien. 1858.

Edelmann*. *Die erdmagnetischen Apparate der Polar-Expedition*. Braunschweig. 1882.

Airy*. *Ueber den Magnetismus*. Berlin. 1874.

Moureaux*. *Détermination des éléments magnétiques en France* (подробное описаніе извѣстныхъ приборовъ Муро). Annales du Bureau Central Météorologique de France. 1884. I. p. 57.

Leyst. *Untersuchungen über Nadel-Inclinatorien*. Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. X. 1887.

Пасальскій. *Новые приборы для абсолютныхъ опредѣленій и методы наблюденій*. Лѣтописи Магнито-Метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета. 1898. стр. 46.

Wild. *Verbesserte Constructionen magnetischer Unifilar-Theodolite*. Спб. 1896.

Hutt. *Die Bestimmung der magnetischen Neigung*. Braunschweig. 1874.

Hutt. *Die indirecten Methoden der Bestimmung d. magnetischen Neigun*. Braunschweig. 1874.

Mitteilungen der Internationalen Polar-Commission. Heft I—VII. 1891.

Лейстъ и Пасальскій*. *Установка магнитныхъ варіаціонныхъ приборовъ*. Лѣтописи Метеорологической обсерваторіи Императорскаго Новороссійскаго университета. Годъ 3-ій. 1896. стр. 8.

Рядъ статей *о методахъ магнитныхъ опредѣленій* въ Wild's Repertorium für Meteorologie, а также въ «Лѣтописяхъ Главной Физической Обсерваторіи», особенно, въ «Лѣтописяхъ» за 1878 годъ.

Lüdeling*. *Ueber die tägliche Variation des Erdmagnetismus an Polarstationen*. Berlin. 1898.

Schuster*. *The diurnal Variation of terrestrial Magnetism*. London. 1908.

Chree*. *Magnetic Declination at Kew Observatory 1890 to 1900*. London. 1908.

Bauer*. *Beiträge zur Kenntniss des Wesens der Säcular-Variation des Erdmagnetismus*. Berlin. 1895.

Schott*. *Secular Variation of the Earth's magnetic force in the United States*. Washington. 1896.

Bemmeln*. *Die Säcular-Verlegung der magnetischen Axe der Erde*. Batavia. 1900.

Тилло*. *Изслѣдованіе о географическомъ распредѣленіи и вѣковомъ измѣненіи силъ земного магнетизма на пространствѣ Европейской Россіи*. Wild's Repertorium. Спб. Bd. IX. 1885.

Лейстъ. *О географическомъ распредѣленіи нормальнаго и анормальнаго геомагнетизма*. Москва. 1899.

Fritsche*. *Atlas des Erdmagnetismus für die Epochen 1600, 1700, 1780, 1842 und 1915*. Riga. 1903.

Linien gleicher magnetischer Deklination, Inklination und Horizontal-Intensität für 1905.0*. Berlin. 1905.

*Linien gleicher magnetischer Deklination, Inklination und Horizontal-Intensität für 1895.0**, nach Neumayer's Entwurf.

Gauss und Weber*. *Atlas des Erdmagnetismus*. Leipzig. 1840.

Пасальскій*. *Распредѣленіе земного магнетизма на земной поверхности*. Одесса. 1901. Въ этой книгѣ собрана огромная литература по всѣмъ отдѣламъ ученія о земномъ магнетизмѣ. (Подробное изслѣдованіе аномали Кривого Рога).

Schütz*. *Die Lehre von dem Wesen und den Wanderungen der magnetischen Pole der Erde*. Berlin. 1902.

Bauer*. *Hunting the magnetic Pole*. Washington. 1907.

Bezold. *Zur Theorie des Erdmagnetismus*. Sitzungsberichte der Preuss. Akad. zu Berlin. XVIII. 1897.

Rücker. *Einige Aufgaben der erdmagnetischen Untersuchungen*. Naturwiss. Rundschau. Braunschweig. S. 529. 1894.

Carlheim-Gyllensköld. *Mémoire sur le magnétisme terrestre dans la Suède méridionale*. Stockholm. 1895.

Liznar. *Die Vertheilung der erdmagnetischen Kraft in Oesterreich-Ungarn*. Wien. 1895.

Bauer. *United States Magnetic Tables and Magnetic Charts*. Washington. 1908.

Eschenhagen*. *Magnetische Untersuchungen im Harz*. Stuttgart. 1898.

Съемка въ Англіи Рюкера и Торпе см. Rücker and Thorpe. Philos. Trans. 181 A. 1890. p. 53 and 188. 1896. p. 1. (Подробную литературу о магнитныхъ съемкахъ см. Пасальскій. стр. 1).

Erman und Petersen. *Die Grundlagen der Gaussischen Theorie und die Erscheinungen des Erdmagnetismus im Jahre 1829*. Berlin. 1874.

Gauss. *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus*. Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahre 1838. S. 1—58. Göttingen.

Schmidt*. *Erdmagnetismus und Erdgestalt*. Beiträge zur Geophysik. II. S. 197.

Статьи Naumann'a и Neumayer'a* о магнитныхъ аномаліяхъ см. «Verhandlungen der 1—16 Geographentage».

Pockels*. *Ueber das magnetische Verhalten einiger basaltischen Gesteine*. Wiedemann's Annalen der Physik und Chemie. N. F. Bd. 63. S. 195.

Буренія Н. Ф. фонъ-Дитмара *въ Курской губерніи по изслѣдованію причинъ магнитной аномаліи въ селѣ Непхаевѣ** до глубины 116 саж. и въ селѣ Кочетовкѣ до глубины 100 саж. Горнозаводскій Листокъ. 1899. № 3. стр. 3678 и № 13. стр. 3875.

Никитинъ*. Два глубокихъ буренія въ связи съ явленіями магнитныхъ аномалій въ Курской губерніи. Изв. Геологич. Комитета. XIX. № 1. стр. 1—26.

Муро*. *Магнитныя наблюденія, произведенныя въ Курской губерніи въ 1896 году*. Записки И. Р. Геогр. Общества. Т. XXXII. № 3.

Deecke*. *Erdmagnetismus und Schwere in ihrem Zusammenhange mit dem geologischen Bau von Pommern und dessen Nachbargebieten*. Stuttgart. 1906.

Naumann*. *Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde*. Stuttgart. 1887.

Пильчиковъ*. *Матеріалы къ вопросу о мѣстныхъ аномаліяхъ земного магнетизма*. Харьковъ. 1888.

Paulsen*. *Perturbation magnétique des 13 et 14 février 1892*. Bulletin de l'Acad. d. sciences de Danemark. 1892.

Дубинскій*. *Магнитная буря 31 октября – 1 ноября 1903 г.* Извѣстія Имп. Ак. Наукъ. Т. XX. № 2.

Schmidt*. *Ueber die Ursache der magnetischen Stürme*. Meteorologische Zeitschrift. 1899. S. 385.

Wild*. *Ueber das magnetische Ungewitter von 11 – 14 August 1880*. Спб. 1881.

Пасальскій. *Вліяніе электрической тяги на магнитныя обсерваторіи*. Одесса. 1899.

Michalke. *Die vagabundierenden Ströme electrischer Bahnen*. Braunschweig. 1904.

Bezold. *Ueber die von Herren Prof. Eschenhagen und Dr. Edler in Potsdam ausgeführten über den Einfluss electrischer Strassenbahnen auf die erdmagnetishen Untersuchungen*. Berlin. 1900.

Edler. *Untersuchungen des Einflusses der vagabundierenden Ströme electrischer Strasseisenbahnen auf magnetische Messungen*. Electrotechnische Zeitschrift. 1900. Heft 10.

Электрическія явленія въ атмосферѣ.

Le Cadet*. *Étude du champ électrique de l'atmosphère*. Lyon. 1898.

Exner, Franz*. *Ueber die Ursache und die Gesetze der atmosphärischen Electricität*. Wien. 1886.

Chauveau*. *Introduction historique et bibliographique à l'étude de l'électricité atmosphérique*. Paris. 1902.

Chauveau*. *Étude de la variation diurne de l'électricité atmosphérique*. Paris. 1902.

Exner, Franz*. *Ueber transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Electricität*. Wien. 1888.

Gockel*. *Die Luftelectricität*. Leipzig. 1908.

Mache, H. und v. Schweidler, E. *Die atmosphärische Elektricität*. Methoden und Ergebnisse der modernen luftelectrischen Forschung. Braunschweig. 1909.

Conrad*. *Ueber die entladende Wirkung verschiedener Electroden.* Beiträge zur Kenntniss der atmosphärischen Electricität. VIII. 1902.

Linke. *Ueber Messungen electrischer Potentialdifferenzen vermittels Collectoren im Ballon und auf der Erde.* Potsdam. 1901.

Смирновъ*. *Быстро дѣйствующій коллекторъ.* Извѣстія Императорской Академіи Наукъ. 1904. мартъ. т. XX. № 3.

Ebert und Lutz. *Der Freiballon im electrischen Felde der Erde.* Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Zweiter Band. 5 Heft. S. 183.

Gerdien. *Registrierung der Niederschlagselectricität.* Physikalische Zeitschrift. Bd. IV. S. 837.

Elster und Geitel*. *Beobachtungen über die Eigenelectricität der atmosphärischen Niederschläge.* Terrestrial Magnetism. 1899. p. 15.

Simpson*. *Ist der Staub in der Atmosphäre geladen?* Physikalische Zeitschrift. Bd. VII. S. 521.

Kollert*. *Die neueren Beobachtungen und Theorien der atmosphärischen Electricität.* Electrotechnische Zeitshrift. 1887. Heft VI. S. 285; (обозрѣніе прежнихъ теорій).

Beiträge zur Kenntniss der atmosphärischen Electricität. I-XXX; (длинный рядъ новѣйшихъ работъ по электрометеорологии).

Urbanitzky*. *Die Electricität des Himmels und der Erde.* Wien. 1888.

Kircher. *Messungen des normalen Potentialgefälles der atmosphärischen Electricität im absoluten Masse.* Wissenschaftliche Beilage zum Jahresbericht des Herzoglichen Realgymnasiums zu Saalfeld. 1895.

Chree*. *A Discussion of Atmospheric Electric Potential Results at Kew from selected Days during the 7 years 1898 to 1904.* Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Vol. 206. Sec. A. 1906.

Weiss*. *Beobachtungen über Niederschlagselectricität.* Beiträge zur Kenntniss der atmosphärischen Electricität. XXVI.

Conrad*. *Einige Bemerkungen zur Wolkenelectricität.* Beiträge zur Kenntniss der atmosphärischen Electricität. IX.

Gockel*. *Das Gewitter.* Köln. 1895.

Courtoy*. *De la foudre.* Paris. 1889.

Flammarion*. *Les caprices de la foudre.* Paris. 1899.

Instructions sur les paratonnerres adoptèes par l'Académie des Sciences. Paris. 1904.

Urbanitzky*. *Blitz und Blitz-Schutzvorrichtungen.* Wien. 1886.

Flammarion*. *Les phénomènes de la foudre.* Paris. 1896.

Callaud. *Traité des paratonnerres, leur utilité, leur théorie, leur construction.* Paris. 1874.

Büchner. *Die Konstruktion und der Anlegung der Blitzableiter zum Schutze aller Arten von Gebäuden und Schiffen;* mit Atlas. Weimar. 1887.

Klasen. *Die Blitzableiter in ihrer Konstruktion und Anlage.* Leipzig. 1879.

Описаніе таблицъ.

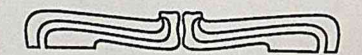
I. Среднее годовое распредѣленіе осадковъ на земной поверхности по Зупану (къ стр. 209).

II. Среднее распредѣленіе воздушныхъ теченій на земной поверхности (къ стр. 270).

III. Морскія теченія по Шотту (къ стр. 324).

IV. Карты равныхъ склоненій (изогоны) и равныхъ наклоненій (изоклины), приведенныя къ эпохѣ 1-го января 1905 года (къ стр. 414).

V. Карта равныхъ горизонтальныхъ напряженій (изодинамы), приведенная къ эпохѣ 1-го января 1905 года (къ стр. 416). Магнитная буря 30 января — 1 февраля 1881 года (къ стр. 417). Магнитная буря 28 февраля 1896 года (къ стр. 418).



Къ страницѣ 210-ой.

СРЕДНЕЕ

годовое распредѣленіе осадковъ

по SUPAN'у

до 250 — мм.		750—1000 мм.	
250—500 „		1000—2000 „	
500—750 „		болѣе 2000 „	

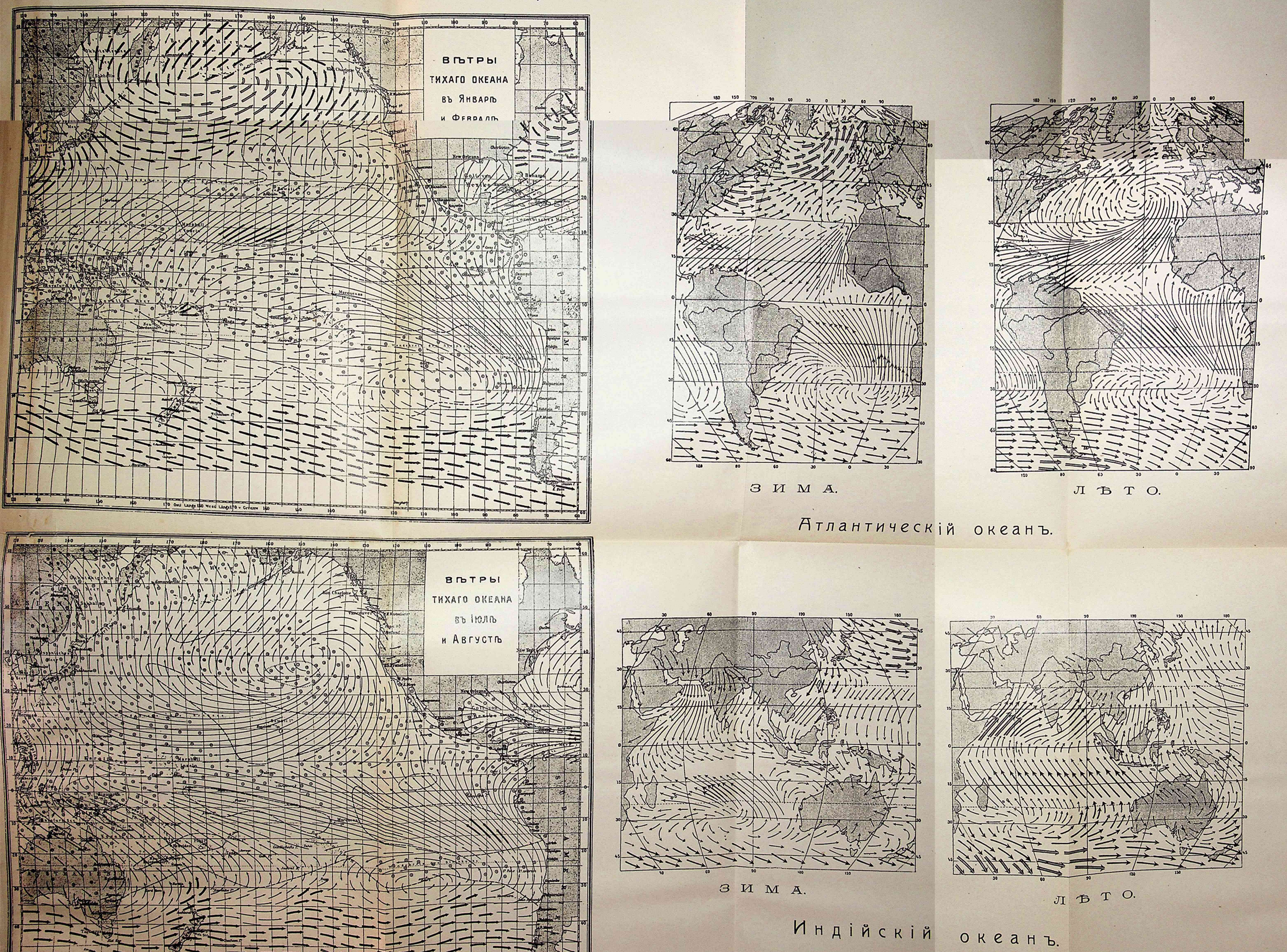
Книгоиздательство „Матезисъ"

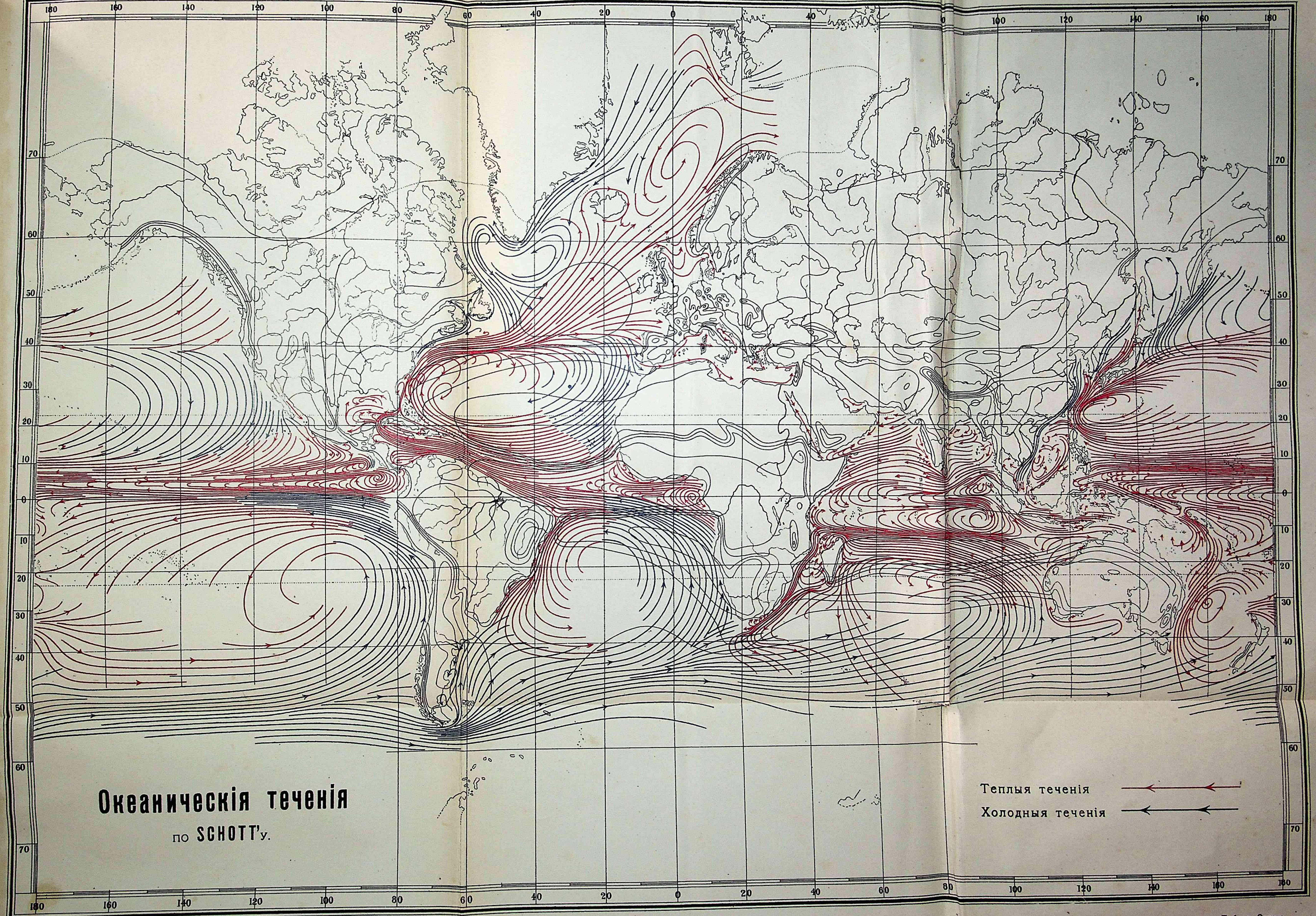
Лит. Новакъ и Побуда, Одесса.

Къ страницѣ 270-ой.

ТАБЛ. II.

Воздушныя теченія.





Книгоиздательство „Матезисъ"

Лит. Новакъ и Побуда, Одесса.

Къ страницѣ 414-ой.

ТАБЛ. IV.

Линiи равныхъ склоненiй (изогоны), приведенныя къ эпохѣ 1-го января 1905 года.

Къ страницѣ 416-ой.

Линiи равныхъ наклоненiй (изоклины), приведенныя къ эпохѣ 1-го января 1905 года.

Павел
Сергеев.
Сергеев П
Павел
Сергеев

Вышли въ свѣтъ слѣдующія изданія:

АРРЕНІУСЪ, СВ. проф. **Физика неба*).** Перев. съ нѣм. подъ ред. прив.-доц. *А. Р. Орбинскаго.* VIII+250 стр. 8°. 66 черн. и 2 цвѣтн. рис. въ текстѣ. Черная и спектральная таблицы. 1905. Ц. Р. 2.—

Научность содержанія, ясность и простота изложенія и превосходный переводъ соперничаютъ другъ съ другомъ. *Русская Мысль.*

АБРАГАМЪ, Г. проф. **Сборникъ элементарныхъ опытовъ по физикѣ*).** Перев. съ франц. подъ ред. прив.-доц. *Б. П. Вейнберга.*

Часть I: XVI + 272 стр. 8°. Свыше 300 рис. 2-е изд. 1909. Ц. Р. 1. 50 к.

Систематически составленный сводъ наиболѣе удачныхъ, типичныхъ и поучительныхъ опытовъ. *Вѣстникъ и Библіотека Самообразованія.*

Часть II: 434 + LXXV стр. 8. Свыше 400 рис. 1906. Ц. Р. 2. 75 к.

Мы надѣемся, что разбираемый трудъ станетъ настольной книгой каждой физической лабораторіи въ Россіи. *Русская Мысль.*

УСПѢХИ ФИЗИКИ*). Сборникъ статей, подъ ред. *„Вѣстн. Опытной Физики и Элементарной Математики“*. 2-е изданіе. IV + 148 стр. 8°, 41 рис. и 2 таблицы. 1907. (Изданіе распродано). Ц. 75 к.

Нужно надѣяться, что послѣднее, послужитъ къ широкому распространенію этой чрезвычайно интересной книги. *Русская Мысль.*

АУЭРБАХЪ, Ф. проф. **Царица міра и ея тѣнь*).** Общедоступное изложеніе основаній ученія объ **энергіи и энтропіи.** Пер. съ нѣм. 4-е изданіе VIII + 56 стр. 8°. 1910. Ц. 40 к.

Слѣдуетъ признать брошюру Ауэрбаха чрезвычайно интересной.
Журн. М. Н. Пр. Проф. О. Хвольсонъ.

НЬЮКОМЪ, С. проф. **Астрономія для всѣхъ*).** Перев. съ англ. подъ редак. прив.-доц. *А. Р. Орбинскаго.* XXIV + 286 стр. 8°. Съ портретомъ автора, 64 рис. и 1 табл. 1905. Ц. Р. 1. 50 к.

И вполнѣ научно, и совершенно доступно, и изяшно написанная книга, переведена и издана очень хорошо. *Вѣстникъ Воспитанія.*

ВЕБЕРЪ, Г. и **ВЕЛЬШТЕЙНЪ, I.** прpф. **Энциклопедія элементарной алгебры*).** Т. I. Перев. съ нѣм. подъ ред. и съ примѣч. прив.-доц. *В. Кагана.* XIV + 623 стр. 8°. Съ 38 чертеж. 1907. Ц. Р. 3. 50 к.

Вы все время видите передъ собой мастера своего дѣла, который съ любовью показываетъ великія творенія человѣческой мысли, извѣстныя ему до тончайшихъ подробностей. *Педагогическій Сборникъ.*

ДЕДЕКИНДЪ, Р. проф. **Непрерывность и ирраціональныя числа*).** Перев. съ нѣм. съ примѣч. прив.-доц. *С. О. Шатуновскаго;* съ присоединеніемъ его статьи: **Доказательство существованія трансцендентныхъ чиселъ.** 2-е изд. 40 стр. 8°. 1909. Ц. 40 к.

Небольшой по объему, но, такъ сказать, законодателяный по содержанію трудъ...
Русская Школа.

ПЕРРИ, ДЖ. проф. **Вращающійся волчекъ*).** Публичная лекція. Пер. съ англ. VIII + 95 стр. 8°. Съ 63 рис. 2-е изд. 1908. Ц. 60 к.

Книжка, воочію показывающая, какъ люди истиннаго знанія, не цѣховой только науки, умѣютъ распоряжаться научнымъ матеріаломъ при его популяризаціи
Русская школа. *С. Шохоръ-Троцкій.*

**) Изданія, отмѣченныя звѣздочкой, Учен. Ком. М. Нар. Пр. признаны заслуживающими вниманія при пополненіи учен. библіотекъ средн. учебн. заведеній.*

ШЕЙДЪ, К. Химическіе опыты для юношества. Перев. съ нѣмецк. подъ ред. лаборант. *Е. С. Ельчанинова* II + 192 стран. 8°. Съ 79 рисунками. 1907. Ц. Р. 1. 20 к.
Превосходная книга, какой намъ давно не хватало. Всюду въ книгѣ сохраняешь благотворное чувство, что находишься въ совершенно надежныхъ рукахъ... учитъ серьезной наукѣ въ болѣе легкой формѣ.
Zeitschrift für Lehrmittelwesen und pädagogische Literatur.

ВИХЕРТЪ, Э. проф. **Введеніе въ геодезію*).** Перев. съ нѣмецк. 80 стр. 16°. Съ 41 рисунк. 1907. Ц. 35 к.
Излагаетъ основы низшей геодезіи, имѣя въ виду пользованіе ею въ школѣ въ качествѣ практическаго пособія... Изложеніе очень сжато, но полно и послѣдовательно. *Вопросы Физики.*

ШМИДЪ, Б. проф. **Философская хрестоматія*).** Пер. съ нѣм. *Ю. А. Говсѣева.* подъ ред. и съ пред. проф. *Н. Н. Ланге.* VI + 171 стр. 8°. 1907. Ц. Р. 1.—
...Для человѣка, занятаго самообразованіемъ и немного знакомаго съ философіей и наукой, она (книга) даетъ разнообразный и интересный матеріалъ.
Вопросы философіи и психологіи.

ТРОМГОЛЬТЪ, С. Игры со спичками. Задачи и развлеченія. Пер. съ нѣм. 146 стр. 16°. Свыше 250 рис. и черт. 1907. Ц. 50 к.

ВЕТГЭМЪ, В. проф. **Современное развитіе физики*).** Пер. съ англ. подъ ред. прив.-доц. *Б. П. Вейнберга* и *А. Р. Орбинскаго.* Съ приложеніемъ рѣчи *А. Бальфура:* **Нѣсколько мыслей о новой теоріи вещества.** VIII + 319 стран. 8°. Съ 5 портрет., 6 таблиц. и 33 рис. Ц. Р. 2.—
Старается представить въ стройной и глубокой системѣ всѣ явленія физическаго опыта и рисуетъ читателю дѣйствительно захватывающую картину грандіозныхъ завоеваній человѣческаго генія. *Современный Міръ.*

УШИНСКІЙ, Н. проф. **Лекціи по бактеріологіи.** VIII + 135 стр. 8°. Съ 34 черными и цвѣтными рисунками. 1908. Ц. Р. 1. 50 к.

РИГИ, А. проф. **Современная теорія физическихъ явленій*)** (іоны, электроны, радіоактивность). Пер. съ III (1907) итальянск. изданія. XII + 156 стр. 8°. Съ 21 рис. 1908. Ц. Р. 1.—
Книгу Риги можно смѣло рекомендовать образованному человѣку, какъ лучшее имѣющееся у насъ изложеніе новѣйшихъ взглядовъ на обширную область физическихъ явленій. *Педагогическій Сборникъ.*

КЛОССОВСКІЙ, А. проф. **Физическая жизнь нашей планеты на основаніи современныхъ воззрѣній*).** 46 стран. 8°. 2-е изданіе, исправ. и дополн. 1908. Ц. 40 к.
Рѣдко можно встрѣтить изложеніе, въ которомъ въ такой степени соединялась бы высокая научная эрудиція съ картинностью и увлекательностью рѣчи. *Пед. Сб.*

ЛАКУРЪ, П. и АППЕЛЬ, Я. Историческая физика*). Пер. съ нѣм. подъ ред. *„Вѣстн. Опытн. Физики и Элементарн. Матем.“* Въ 2-хъ том. большого формата, 875 стр. Съ 799 рис. и 6 отдѣльными табл. 1908. Ц. Р. 7. 50 к.
„Нельзя не привѣтствовать этого интереснаго изданія... Книга читается легко: содержитъ весьма удачно подобранный матеріалъ и обильно снабжена хорошо выполненными рисунками. Переводъ никакихъ замѣчаній не вызываетъ“...
Проф. О. Хвольсонъ. *Ж. М. Н. Пр.*

АРРЕНІУСЪ, СВ. проф. **Образованіе міровъ*).** Пер. съ нѣмецк. подъ ред. проф. *К. Д. Покровскаго.* 208 стр. 8°. Съ 60 рис. 1908. Ц. Р. 1. 75 к
Книга чрезвычайно интересна и богата содержаніемъ. *Педагогическій Сборникъ*

КАГАНЪ, В. прив.-доц. **Задача обоснованія геометріи въ современной постановкѣ.** Рѣчь, произнесенная при защитѣ диссертаціи на степень магистра чистой математики. 35 стр. 8°. Съ 11 чертеж. 1908. Ц. 35 к.

ЦИММЕРМАНЪ, В. проф. **Объемъ шара, шарового сегмента и шарового слоя.** 34 стр. 16°. Съ 6 черт. 1908. Ц. 25 к.

РИГИ, А. проф. **Электрическая природа матеріи*).** Вступительная лекція. Пер. съ итальянскаго. 28 стр. 8°. 1908. Ц. 30 к.
Эта прекрасная рѣчь обладаетъ всѣми преимуществами многочисленныхъ популярныхъ сочиненій знаменитаго профессора Болоньскаго университета. *Ж. М. Н. Пр.*
Проф. О. Хвольсонъ.

Леманъ, О. проф. **Жидкіе кристаллы и теоріи жизни.** Пер. съ нѣмецк. *П. В. Казанецкаго.* IV + 43 стр. 8°. Съ 30 рис. 1908. Ц. 40 к.

Гейбергъ, I. проф. **Новое сочиненіе Архимеда*).** Посланіе Архимеда къ Эратосѳену о нѣкоторыхъ вопросахъ механики. Пер. съ нѣм. подъ ред. и съ предисл. прив.-доц. *И. Ю. Тимченко.* XV + 27 стр. 8°. Съ 15 рис. 1909. Ц. 40 к.

Вейнбергъ, Б. П. прив.-доц. **Снѣгъ, иней, градъ, ледъ и ледники*).** IV + 127 стр. 8°. Съ 138 рис. и 2 фототип. табл. 1909. Ц. Р. 1 —
Mathesis можетъ гордиться этимъ изданіемъ. *Ж. М. Н. Пр.* Проф. О. Хвольсонъ.

Ковалевскій, Г. проф. **Введеніе въ исчисленіе безконечно-малыхъ*).** Перев. съ нѣмецкаго подъ редакц. и съ прим. прив.-доц. *С. О. Шатуновскаго.* VIII + 140 стр. 8°. Съ 18 черт. 1909. Ц. Р. 1—

Томпсонъ, Сильванусъ, проф. **Добываніе свѣта*).** Общедоступная лекція для рабочихъ, прочит. на собраніи Британск. Ассоціаціи 1906. Перев. съ англ. VIII + 88 стр. 16°. Съ 28 рис. 1909. Ц. 50 к.
Въ этой весьма интересно составленной рѣчи собранъ богатый матеріалъ по вопросу добыванія свѣта *Ж. М. Н. Пр.* Проф. О. Хвольсонъ.

Слаби, А. проф. **Резонансъ и затуханіе электрическихъ волнъ.** Пер. съ нѣм. подъ ред. *„Вѣстн. Опыт. Физ. и Элемент. Матем."*. 42 стр. 8°. Съ 36 рис. 1909. Ц. 40 к.

Снайдеръ проф. **Картина міра въ свѣтѣ современнаго естествознанія.** Перев. съ нѣм. подъ ред. проф. *В. В. Завьялова.* VIII + 193 стр. 8°. Съ 16 отд. портретами. 1909. Ц. Р. 1. 50 к.

Рамзай, В. проф. **Благородные и радіоактивные газы.** Пер. подъ ред. *„Вѣстн. Оп. и Эл. Мат."* 37 стр. 16°. Съ 16 рис. 1909. Ц. 25 к.

Бруни, К. проф. **Твердые растворы.** Пер. съ итал. подъ ред. *„Вѣстн. Оп. Физ. и Эл. Мат."* 37 стр. 16°. 1909. Ц. 25 к.

Боллъ, Р. С. проф. **Вѣка и приливы.** Пер. съ англ. подъ ред. прив.-доц. *А. Р. Орбинскаго.* 104 стр. 8°. Съ 4 рис. и 1 табл. 1909. Ц. 75 к.

Слаби, А. проф. **Безпроволочный телефонъ.** Пер. съ нѣмецк. подъ ред. *„Вѣстн. Оп. Физ. и Эл. Мат."* 28 стр. 8°. Съ 23 рис. 1909. Ц. 30 к.

Линдеманъ, Ф. проф. **Спектръ и форма атомовъ.** Рѣчь ректора Мюнхенскаго университета. 25 стр. 16°. Изд. 2-ое 1909. Ц. 15 к.

Кутюра, Л. **Алгебра логики.** Перев. съ франц. подъ редакціей и съ прибавленіями проф. *И. Слешинскаго.* 128 стр. 8°. 1909. Ц. 90 к.

Веберъ, Г. и **Вельштейнъ I.** проф. **Энциклопедія элементарной геометріи.** Томъ II, книга I. **Основанія геометріи.** Пер. съ нѣм. подъ ред. и съ примѣч. прив.-доц. *В. Кагана.* XII + 362 стр. 8°. Съ 142 черт. и 5 рис. 1909. Ц. Р. 3.

Лоренцъ, Г. проф. **Курсъ Физики.** Пер. съ нѣм. подъ ред. проф. *Н. П. Кастерина.* Т. I. VIII + 348 стр. больш. форм. Съ 236 рис. 1910. Ц. 2 р. 75 к.

Гернетъ, В. А. **Объ единствѣ вещества.** 46 стр. 16°. 1910. Ц. 25 к.

Зееманъ, П. проф. **Происхожденіе цвѣтовъ спектра.** Съ приложеніемъ статьи *В. Ритца* **„Линейные спектры и строеніе атомовъ".** 50 стр. 16°. 1910. Ц. 30 к.

Ньюкомъ, С. проф. **Теорія движенія луны.** (Исторія и современное состояніе этого вопроса). 26 стр. 16°. 1910. Ц. 20 к.

Клоссовскій, А проф. **Основы метеорологіи.** XVI + 525 стр. большого 8°. Съ 199 рис., 2 цвѣтн. и 3 черн. табл. 1910. Ц. Р. 4—

Кэджори, Ф. проф. **Исторія элементарной математики** (съ нѣкоторыми указаніями для препод.). Перев. съ англ. подъ ред. и съ примѣч. прив.-доц. *И. Ю. Тимченко.* VIII + 362 стр. 8°. Съ рис. 1910. Ц. Р. 2. 50 к.

Рамзай, В. проф. **Введеніе въ изученіе физической химіи.** Перев. съ англ. подъ ред. проф. *Н. Г. Меликова.* IV + 75 стр. 16°. 1910. Ц. 40 к.

Имѣются на складѣ:

Мультонъ, Ф. проф. **Эволюція солнечной системы.** Перев. съ аглійск. IV + 82 стр. 16°. Съ 12 рис. 1908. Ц. 50 к.
Изложеніе гипотезы образованія солнечной системы изъ спиральной туманности съ попутной критикой космогонической теоріи Лапласа.

Ефремовъ, Д. кандид. матем. наукъ. **Новая геометрія треугольника.** 334 + XIII стр. 8°. 1902. Ц. Р. 2—

Печатаются и готовятся къ печати:

Роу, Сундара. Геометрическія упражненія съ кускомъ бумаги. Переводъ съ англійскаго.

Томсонъ, Дж. Дж. проф. **Корпускулярная теорія вещества.** Перев. съ англ. подъ ред. „В. Оп. Ф. и Эл. Мат.“.

Адлеръ, А. Теорія геометрическихъ построеній. Перев. съ нѣмецкаго подъ ред. прив.-доц. *С. О. Шатуновскаго.*

Пуанкаре, Г. проф. **Наука и методъ.** Пер. съ французск. подъ редакц. прив.-доц. *В. Кагана.*

Клейнъ, Ф. проф. **Лекціи по элементарной математикѣ для учителей.** Перев. съ нѣм. подъ ред. прив.-доц. *В. Кагана.*

Ковалевскій, Г. проф. **Курсъ дифференціальнаго и интегральнаго исчисленій.** Пер. съ нѣм. подъ ред. прив.-доц. *С. Шатуновскаго.*

Оствальдъ, В. проф. **Натурфилософія.** Съ двумя дополнительными статьями. Пер. съ нѣм. подъ ред. прив.-доц. Страсбург. Унив. *Л. Мандельштама.*

Марковъ, А. акад. **Исчисленіе конечныхъ разностей.** Въ двухъ частяхъ. Изд. 2-ое.

Веберъ и Вельштейнъ, проф. **Энциклопедія элементарной математики.** Т. II, кн. 2 и 3. Тригонометрія, аналитическая геометрія и стереометрія. Пер. съ нѣм. подъ ред. прив.-доц. *В. Кагана.*

Лоренцъ, проф. **Учебникъ физики.** Переводъ съ нѣмецкаго подъ ред. проф. *Н. Кастерина.* Второй томъ.

Трельсъ-Лундъ. Небо и міровоззрѣніе въ круговоротѣ временъ Переводъ съ нѣмецкаго.

Ловелль, П. Обитаемость Марса. Переводъ съ англ. Со мног. рис.

Шубертъ, Г. проф. **Математическія развлеченія.** Перев. съ нѣм. подъ ред. „В. Оп. Ф. и Эл. Мат.“.

Борель, Е. проф. **Курсъ математики для среднихъ учебныхъ заведеній.** Въ обработкѣ проф. *П. Штэккеля.* Пер. съ фр. и нѣм.

Содди, Ф. проф. **Что такое радій?** Переводъ съ англійскаго.

Гампсонъ, Б. и Шеферъ, К. Парадоксы природы. Книга для юношества, объясняющая явленія, которыя находятся въ противорѣчіи съ повседневн. опыт. Пер. съ нѣм.

Лёбъ, Динамика живого вещества. Переводъ съ нѣм. подъ ред. проф. *В. В. Завьялова.*

Андуайе, проф. **Курсъ астрономіи.** Переводъ съ французскаго.

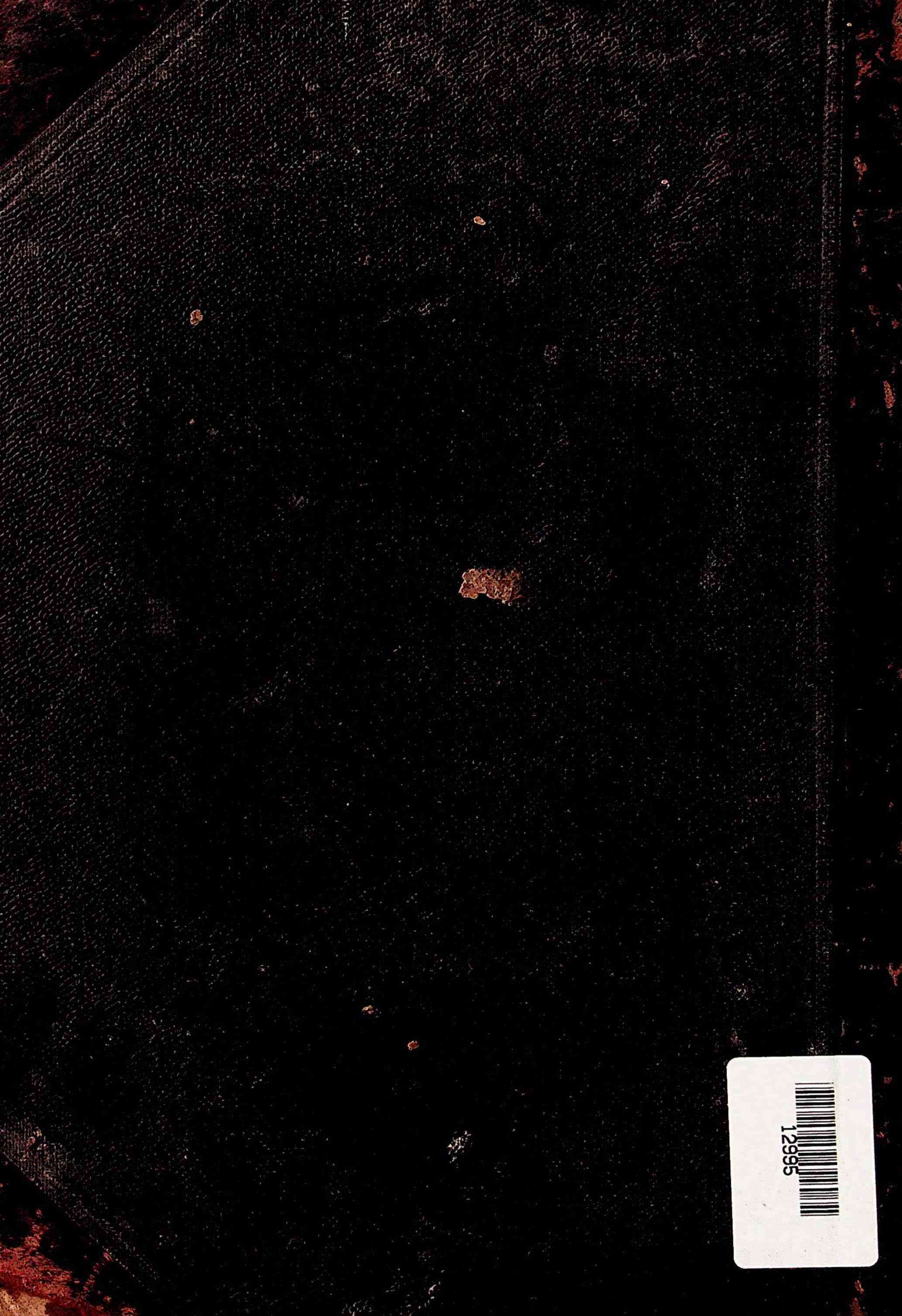
Фурнье Дальбъ. Два новыхъ міра. (Инфра-міръ. Супра-міръ). Перев съ англійскаго.

Успѣхи физики. Сборникъ статей подъ ред. *„Вѣстн. Оп. Физ. и Эл. Мат.“.* Выпускъ второй.

Нимфюръ, Р. д-ръ. **Воздухоплаваніе.** Его научныя основы и техническое развитіе. Пер. съ нѣм. Съ 42 рис.

Печатано въ Типографіи
Е. И. Фесенко, Одесса.

Ц. 4 р.


12995